Г. Любославскій,
Профессоръ Императорскаго Лѣсного Института.

ОСНОВАНІЯ
УЧЕНІЯ О ПОГОДѢ.

С.-ПЕТЕРБУРГЪ.
Типографія М. А. Александрова (Надеждинская, 43).
1912.

ПРЕДИСЛОВІЕ.

Настоящая книга является обработкою лекцій, читанныхъ ея авторомъ въ Императорскомъ Лѣсномъ Институтѣ. Она предназначалась первоначально исключительно въ видѣ учебнаго руководства для студентовъ Института. Если она является теперь въ свѣтъ, то только по настоянію нѣкоторыхъ друзей и товарищей автора, переработанная и значительно дополненная по сравненію съ тѣми лекціями, которыя послужили для нея первоначальнымъ матеріаломъ и были въ 1904—05 г.г. изданы на правахъ рукописи.

Книга предназначается для того, чтобы познакомить съ метеорологіею читателя, впервые приступающаго къ изученію этой науки, чтобы дать ему отчетливое, возможно краткое, но и достаточно строго обоснованное представленіе о кругѣ явленій, которыми занимается, о методахъ, которыми пользуется эта наука. Поэтому цифровыя данныя въ ней сведены до возможнаго на мой взглядъ, безъ опасенія быть голословнымъ, минимума; поэтому же отсутствуютъ и всѣ ссылки на литературу, которыя можно найти теперь въ существующихъ уже большихъ курсахъ по метеорологіи. Для большаго удобства книга напечатана двумя шрифтами: все, болѣе существенное и важное, набрано крупнымъ шрифтомъ; для частностей или фактовъ второстепенныхъ употребленъ петитъ [1]).

---

[1]) Для болѣе обстоятельнаго ознакомленія съ метеорологіею и климатологіею слѣдуетъ обратиться къ слѣдующимъ руководствамъ и пособіямъ. Общіе курсы (съ указаніемъ обширной литературы): *Воейковъ*, Метеорологія (4 части), Спб., 1884; *Hann*, Lehrbuch der Meteorologie, 1901; 2 Aufl. 1905. По климатологіи: *Воейковъ*, Климаты земного шара, Спб., 1884; *Hann*, Handbuch der Klimatologie, 3 Aufl. 1908—1911. Климатологическіе атласы: *Никол. Главн. Физ. Обсерваторіи*, Спб., 1899; *Bartolomew and Herbertson*, Atlas of Meteorology, 1899. Наконецъ по исторіи метеорологіи въ ея современномъ состояніи—*Hildebrandsson et Teisserenc de Bort*, Les bases de la météorologie dynamique, 2 т. т., 1902—1907.

Книга предполагаетъ знакомство съ математикою и физикою,—по крайней мѣрѣ въ объемѣ обычнаго для среднихъ учебныхъ заведеній курса. Только въ нѣсколькихъ мѣстахъ, гдѣ это было необходимо или гдѣ опущеніе вредило бы ясности и полнотѣ изложенія, пришлось прибѣгнуть къ основаніямъ анализа безконечно—малыхъ.

Приношу въ заключеніе мою глубокую признательность всѣмъ тѣмъ, кто просмотрѣлъ издаваемую книгу въ ея первоначальномъ видѣ и своими замѣчаніями помогъ мнѣ до извѣстной степени исправить ея начальный текстъ и тѣ промахи и недочеты, которые неизбѣжны и такъ понятны въ книгѣ, впервые являющейся въ свѣтъ,—особенно А. И. Воейкову, Ю. М. Шокальскому и Д. А. Смирнову. Безъ дѣятельнѣйшей помощи Л. Ф. Рудовица, въ настоящемъ изданіи просмотрѣвшаго всѣ корректуры и подобравшаго для меня рядъ цифръ, а въ первоначальномъ видѣ книги записавшаго и обработавшаго по моимъ чтеніямъ значительную часть текста и сдѣлавшаго для нея многіе чертежи, книга долго, вѣроятно, не увидѣла бы изданія; приношу ему мою сердечную благодарность. Глубоко признателенъ и Совѣту Императорскаго Лѣсного Института, оказавшему мнѣ значительную помощь при изданіи этой книги.

Г. Любославскій.

С.-Петербургъ,
Императорскій Лѣсной Институтъ.
Декабрь 1911 года.

ЗАМѢЧЕННЫЯ ОПЕЧАТКИ.

Прежде чтенія книги необходимо исправить слѣдующія замѣченныя опечатки.

Страница:	*Строка:*	*Напечатано:*	*Слѣдуетъ читать:*
26	12 снизу	расширяется	измѣняетъ состояніе
26	10 „	расширяется	измѣняетъ состояніе
35	13 сверху	воды	желѣза
36	10 „	быть пропорціонально	быть обратно пропорціонально
41	11 „	148.12	146.19
41	12 „	149.14	151.18
55	5 „	возможности мало	возможности велико, а ζ—по возможности мало
65	14 „	прямоугольникѣ	параллелепипедѣ
74	14 сверху	обвазомъ	образомъ
76	9 снизу	въ глубь	вглубь
81	9 сверху	Шергина	Миддендорфа
99	подъ черт. 37	кривыя состоянія	кривыя измѣненія состоянія
132	1 сверху	амплитуры	амплитуды
135	4 снизу	48°	68°
142	15 „	въа тмосферу	въ атмосферу
143	11 сверху	количество	количеству
153	27 „	колебаній влажности съ высотой	колебаній съ высотой
153	34 „	во всей толщѣ	въ слоѣ толщиной въ 1 км.
170	17 „	излученія охлажденіемъ	охлажденія излученіемъ
175	10, 13, 17 „	Cr.	Ci.
182	6 снизу	врема	время
190	6 „	осакдовъ	осадковъ
193	15 „	количества	количества).
193	11 „	солнцестояніи	солнцестоянія
199	1 „	$k = 0.406 \times d^2$	$k = 0.406 \times d^2$ мал. кал. $\times$ $\times$ мин.
206	1 „	$\frac{d^2v}{dh^2}$	$\frac{d^2v}{dr^2}$
217	1 „	о ны	іоны
223	16 сверху	друго	другого
244	11 снизу	давленія по вертикали останется	давленія останется
252	14 „	$\sin \frac{\varphi_1 - \varphi_1}{2}$	$\sin \frac{\varphi_1 - \varphi_2}{2}$
272	9 „	Петербурга	Павловска
279	18 сверху	воздуха изъ другого	воздуха изъ того и другого

Страница:	*Строка:*	*Напечатано:*	*Слѣдуетъ читать:*
327	17 снизу	съ быстрымъ перемѣщеніемъ	съ перемѣщеніемъ
352	11 „	линія	линіи
353	6 „	(на черт. 175)	(на черт. 176)
356	1 сверху	вѣтры въ зимнее... на западѣ; на востокѣ	вѣтры: въ зимнее... на западѣ, на востокѣ
369	3 снизу	не измѣнится; на	не измѣнится по сравненію съ воздухомъ; на
370	18 „	уплотнѣніемъ	уплотненіемъ
373	11 „	видмости	видимости
380	18 сверху	возможно *предсказаніе*	возможно будетъ *предсказаніе*
390	16 снизу	почвы рѣкъ	почвы, рѣкъ
392	22 сверху	ее	ея

ОГЛАВЛЕНІЕ.

ДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ.

ПОГОДА И КЛИМАТЪ.

ВВЕДЕНІЕ.

1. **Погода,—предметъ метеорологіи; метеорологическіе элементы.** Метеорологію опредѣляютъ обыкновенно — какъ науку о погодѣ, т.-е. какъ науку, имѣющую своею задачею изучить законы, управляющіе постоянно нами наблюдаемыми смѣнами погоды. Такое опредѣленіе однако недостаточно, когда приходится выяснять болѣе точно тѣ методы изслѣдованія, которые должны быть примѣняемы этою наукою, и тѣ задачи, которыя она себѣ должна поставить. Чтобы точнѣе опредѣлить метеорологію, — какъ науку, — необходимо остановиться прежде всего на самомъ понятіи погоды; надо попытаться дать себѣ отчетъ въ томъ, что такое эта погода сама — по себѣ, чѣмъ и какъ она можетъ быть опредѣлена и какими признаками характеризуются ея постоянныя измѣненія, составляющія по выше приведенному, ходячему опредѣленію предметъ изученія метеорологіи.

Будемъ наблюдать въ теченіе нѣкотораго времени воздушную оболочку земного шара, — атмосферу. Мы увидимъ, что въ ней идетъ все время непрерывная смѣна самыхъ разнообразныхъ процессовъ и явленій; состояніе атмосферы, не говоря уже о поверхности земли съ покрывающими ее тѣлами и предметами, безпрестанно и непрерывно измѣняется. Но при этомъ изслѣдованіе всегда и неизмѣнно показываетъ, что составъ самой атмосферы остается существенно постояннымъ, неизмѣннымъ. На эту непрерывную смѣну явленій и процессовъ въ атмосферѣ, на эти постоянныя измѣненія ея состоянія натуралистъ можетъ и долженъ смотрѣть только,— какъ на различныя превращенія той энергіи, которая или была уже запасена ранѣе въ атмосферѣ и въ соприкасающихся съ нею тѣлахъ, или же той энергіи, которая еще продолжаетъ притекать и въ моментъ наблюденія извнѣ въ атмосферу. Откуда бы ни бралась эта энергія, уже самое поверхностное наблюденіе убѣждаетъ насъ такимъ образомъ, что въ атмосферѣ идетъ все время, непрерывно рядъ превращеній этой энергіи изъ одного ея вида въ другой, и этотъ рядъ превращеній тѣмъ именно и выражается,

что состояніе атмосферы все время непрерывно измѣняется. Эту безконечную смѣну процессовъ, явленій и состояній въ атмосферѣ въ житейскомъ обиходѣ называютъ *погодою*; для натуралиста эта погода есть не что иное, какъ *рядъ превращеній энергіи, наблюдаемый нами въ атмосферѣ.*

Общіе законы превращеній энергіи изъ одного ея вида въ другой изучаетъ физика. А *метеорологія*, такимъ образомъ должна быть опредѣлена, — какъ *наука, составляющая тотъ отдѣлъ физики земного шара, который изучаетъ законы превращеній энергіи, наблюдаемыхъ въ атмосферѣ, — какъ наука, изучающая тотъ круговоротъ энергіи, который непрерывно совершается въ этой воздушной оболочкѣ земного шара.* Короче сказать, — *метеорологія — энергетика атмосферы.*

Самаго поверхностнаго наблюденія надъ измѣненіями состоянія атмосферы достаточно, чтобы убѣдиться, насколько погода — сама по себѣ — явленіе сложное. Но любое сложное явленіе, — въ частности и погода, — поддается анализу и изученію, если къ изслѣдованію его приступать также, какъ это дѣлается во всѣхъ естественныхъ наукахъ по отношенію къ сложному тѣлу. Для этого необходимо такое сложное явленіе, какъ погода, представляющее собою непрерывную смѣну состояній газообразной среды, — воздуха, расчленить на простѣйшіе, элементарнѣйшіе физическіе процессы или физическія явленія, — на такъ называемые *метеорологическіе элементы*, которыми и можетъ быть въ любой моментъ вполнѣ опредѣлено и охарактеризовано состояніе извѣстной массы воздуха. Необходимо затѣмъ изучить каждый изъ этихъ метеорологическихъ элементовъ въ отдѣльности и въ ихъ взаимодѣйствіи одинъ на другой; и только тогда, когда эти составныя части, — элементы погоды, — будутъ вполнѣ изучены и роль каждаго изъ нихъ въ общемъ круговоротѣ энергіи будетъ выяснена вполнѣ, — только тогда можно уже изучать и результатъ ихъ взаимодѣйствія, — само сложное явленіе погоды. Такимъ образомъ возникаетъ вопросъ, какими-же характернѣйшими физическими процессами, явленіями, величинами опредѣлится въ любой моментъ состояніе газовой массы, подобной атмосферному воздуху? Чтобы на него отвѣтить, необходимо припомнить, что такое представляетъ изъ себя съ точки зрѣнія физики тотъ воздухъ, съ которымъ приходится имѣть дѣло при изученіи погоды.

Воздухъ есть, какъ извѣстно, механическая смѣсь нѣсколькихъ газовъ, смѣшанныхъ въ немъ въ очень неодинаковыхъ количествахъ. Всѣ эти газы, находящіеся въ воздухѣ, оказываются газами по-

стоянными и ни при какихъ атмосферныхъ условіяхъ сжиженію не поддаются. Но кромѣ этихъ газовъ въ воздухѣ содержится постоянно еще то въ большихъ, то въ меньшихъ количествахъ вода, — вещество, находящееся здѣсь при температурахъ, недалекихъ отъ его точки плавленія. Вслѣдствіе этого обстоятельства вода можетъ являться въ атмосферѣ то въ твердомъ, то въ жидкомъ, то въ газообразномъ состояніи, то, наконецъ, и въ томъ, и другомъ, и третьемъ одновременно. Въ дополненіе къ перечисленнымъ составнымъ частямъ воздухъ содержитъ еще всегда, — и даже на сравнительно большихъ высотахъ, — довольно значительныя примѣси минеральныхъ и органическихъ веществъ: бактеріи, споры грибовъ, зародыши растеній, пыль и копоть; эти примѣси постоянно встрѣчаются въ воздухѣ въ такихъ дозахъ, что могутъ вызывать извѣстные физическіе эффекты.

Если бы въ воздухѣ приходилось имѣть дѣло съ одними только постоянными газами, изученіе состоянія такой газовой массы въ любой моментъ было бы сравнительно просто: для постояннаго газа его состояніе есть функція только его температуры и упругости. Но, когда въ составъ изучаемой газообразной массы входитъ еще вода, наблюдаемая здѣсь при температурахъ, недалекихъ отъ ея точки плавленія, при которыхъ она можетъ являться то паромъ, ненасыщающимъ пространства, то паромъ, близкимъ къ состоянію насыщенія, то жидкостью, то твердымъ тѣломъ, а обыкновенно даже и въ нѣсколькихъ состояніяхъ одновременно, — дѣло значительно усложняется. При этихъ условіяхъ приходится имѣть дѣло съ массой газа, въ которой всегда будетъ присутствовать въ перемѣнныхъ количествахъ и водяной паръ, и жидкая вода, и лѣдъ. Съ измѣненіемъ температуры и упругости массы будутъ измѣняться и количества этихъ послѣднихъ составныхъ ея частей, — какъ весьма сложная функція и температуры, и упругости смѣси. При этомъ каждое измѣненіе въ количествахъ этихъ трехъ видовъ одного и того-же тѣла вызоветъ еще то поглощеніе, то выдѣленіе энергіи въ видѣ теплоты плавленія или парообразованія.

Вслѣдствіе указаннаго сейчасъ обстоятельства знать температуру и упругость воздуха еще недостаточно, чтобы вполнѣ опредѣлить его состояніе въ любой моментъ; состояніе массы воздуха будетъ при указанныхъ условіяхъ зависѣть также и отъ количества содержащихся въ ней водяныхъ паровъ, и отъ того вида, въ которомъ пары эти находятся. Оно будетъ опредѣляться еще и тѣмъ, находится-ли масса воздуха въ покоѣ, или же она будетъ перемѣщаться. Эти основныя физическія величины, опредѣляющія со-

стояніе атмосферы въ каждый данный моментъ въ любомъ пунктѣ, и будутъ тѣми основными *метеорологическими элементами*, изученіе которыхъ необходимо для того, чтобы дать себѣ отчетъ о погодѣ.

Соотвѣтственно сказанному, получаются, такимъ образомъ, шесть основныхъ метеорологическихъ элементовъ, опредѣляющихъ погоду: *температура* и *давленіе* воздуха; его *влажность*, *облачность* и *осадки*, характеризующіе собою качественно и количественно ту часть водяныхъ паровъ, которая еще не достигла или уже достигла степени насыщенія; наконецъ — *вѣтеръ*, причемъ характерными для явленія перемѣщенія массъ воздуха являются не только *скорость*, но и *направленіе* этого перемѣщенія.

Но, изучая круговоротъ энергіи въ атмосферѣ, мы не имѣемъ права ограничиться этими только основными метеорологическими элементами. Необходимо, конечно, прежде всего, знать общее количество притекающей извнѣ на землю энергіи, чтобы затѣмъ прослѣдить, какъ притокъ нѣкотораго ея количества отозвался на состояніи метеорологическихъ элементовъ. Такъ какъ главнѣйшимъ, — въ сущности единственнымъ источникомъ энергіи для земли является солнце, то надо изучить количество излучаемой имъ энергіи, — *радіацію солнца*. Затѣмъ круговоротъ энергіи будетъ происходить не въ одной только изучаемой массѣ воздуха; въ этомъ круговоротѣ неизбѣжно примутъ участіе и всѣ тѣла, окружающія изучаемую массу, то отдавая ей свою энергію, то, напротивъ, отнимая эту послѣднюю оттуда. Этотъ обмѣнъ энергіи между воздухомъ и окружающими тѣлами, вліяющій на наблюдаемую массу воздуха, также долженъ быть подвергнутъ изученію; отсюда — цѣлый рядъ факторовъ или *элементовъ второстепенныхъ* по сравненію съ ранѣе перечисленными, главными. Таковыми элементами должны явиться различные факторы, опредѣляющіе состояніе *верхняго слоя почвы* или *водъ*, соприкасающихся съ воздухомъ.

2. **Методы, которыми пользуется метеорологія.** Единственный путь, которымъ можетъ изучать метеорологія круговоротъ энергіи въ атмосферѣ, — есть путь наблюденія т. е. качественнаго и количественнаго описанія того, что происходитъ въ атмосферѣ; возможность опыта здѣсь устранена по самому существу дѣла. Съ цѣлью изученія законовъ, управляющихъ смѣнами погоды, приходится устраивать спеціальные наблюдательные пункты, — метеорологическія станціи, — гдѣ при помощи однообразныхъ, тщательно вывѣренныхъ инструментовъ, совершенно одинаковыми пріемами и въ однѣхъ и тѣхъ же единицахъ измѣряются въ опредѣленные моменты вели-

чины метеорологическихъ элементовъ. Однообразіе инструментовъ и пріемовъ—непремѣнное условіе такихъ наблюденій, если мы хотимъ ими далѣе пользоваться: сравнивать между собою можно только однородныя величины.

При помощи обычныхъ метеорологическихъ станцій можетъ быть, однако, изученъ только самый нижній слой атмосферы,—тотъ слой, который доступенъ непосредственному наблюденію. А чтобы изучить круговоротъ энергіи въ атмосферѣ, безусловно необходимо распространить наблюденія и на болѣе высокіе ея слои. Чтобы этого достигнуть, пришлось устраивать метеорологическія станціи на высокихъ горахъ. Но такихъ станцій мало; устройство и содержаніе ихъ стоитъ чрезвычайно дорого; а въ тоже время разстояніе ихъ отъ уровня моря невелико сравнительно съ высотой атмосферы: высочайшая изъ такихъ станцій,—Эль-Мисти, въ Кордильерахъ южной Америки (Перу),—находилась всего на высотѣ 5850 м. надъ уровнемъ моря и оказалась едва доступной человѣку,—и то лишь изрѣдка, для завода и осмотра самопишущихъ инструментовъ. Примѣненные къ этой же цѣли, подъемы воздушныхъ шаровъ съ наблюдателями дали въ отдѣльныхъ случаяхъ чрезвычайно важныя данныя для метеорологіи высокихъ слоевъ атмосферы. Но для частыхъ, регулярныхъ наблюденій и они служить не могли, такъ какъ подъемъ большихъ воздушныхъ шаровъ слишкомъ дорогъ, а кромѣ того и разрѣженіе воздуха на большихъ высотахъ дѣлаетъ эти высоты прямо недоступными человѣку: только съ большими предосторожностями удалось Зюрингу и Берзону изъ Берлина въ 1901 году достигнуть высоты 11000 м.

Дѣло изученія погоды въ высшихъ слояхъ воздуха двинулось значительно впередъ только въ самое послѣднее десятилѣтіе, когда для этой цѣли были примѣнены *шары-зонды* и *воздушные змѣи*. Шаръ-зондъ—это небольшой, $1^1/_2$—3 м. въ діаметрѣ, резиновый шаръ, наполняемый на $^1/_3$ водородомъ; къ нему подвязывается легкій самопишущій приборъ для записи главнѣйшихъ метеорологическихъ элементовъ. Выпущенный на свободу, шаръ поднимается, записывая на приборѣ состояніе проходимыхъ массъ воздуха,—не рѣдко до весьма большихъ высотъ; затѣмъ лопается вслѣдствіе расширенія водорода и снова падаетъ внизъ. Такимъ образомъ получены записи до высотъ болѣе 25 километровъ [1]). Такіе шары въ настоящее время

---

[1]) Подъемъ 5 Ноября 1908 г. шара-зонда въ Укклѣ (Бельгія) на высоту 29 км. далъ давленіе здѣсь менѣе 10 мм. (0,012 его величины на уровнѣ моря) и температуру—67.°6 на высотѣ около 13 км..

выпускаются одновременно изъ цѣлаго ряда пунктовъ разъ въ мѣсяцъ. Еще болѣе важные результаты получены посредствомъ змѣевъ: въ той формѣ, которую ему придали для научныхъ полетовъ, змѣй, легко поднимаясь, обнаруживаетъ замѣчательную устойчивость и обладаетъ достаточной подъемной силой, чтобы поддержать на нѣкоторой высотѣ самопишущіе метеорологическіе инструменты. Этимъ способомъ удалось достигнуть высоты до 6 килом.; на высотѣ 3 килом. Ротчъ, близъ Бостона на Голубой горѣ, съумѣлъ удержать змѣи въ теченіе нѣсколькихъ дней и за все это время получить непрерывную запись метеорологическихъ элементовъ.

Для изученія получаемаго посредствомъ наблюденій матеріала метеорологія пользуется различными методами.

Самый первый изъ нихъ по времени его примѣненія—*методъ статистическій*, основанный на сравненіи наблюденій между собою чисто статистическимъ путемъ. Въ примѣненіи къ метеорологическимъ явленіямъ этотъ методъ далъ очень важные результаты.

Наблюдая въ опредѣленные сроки метеорологическіе элементы и затѣмъ сравнивая послѣдовательныя наблюденія между собою въ каждомъ отдѣльномъ пунктѣ, мы изучаемъ этимъ способомъ *измѣненія элементовъ во времени*. Уже изъ непродолжительнаго сравненія наблюденій въ одномъ и томъ же мѣстѣ оказывается, что всѣ наблюдаемыя нами измѣненія погоды распадаются на двѣ, рѣзко разнящіяся по характеру группы: одни изъ этихъ измѣненій обнаруживаютъ такую правильность въ своихъ повтореніяхъ съ теченіемъ времени, что *періодическій* характеръ этихъ *измѣненій* стоитъ внѣ всякаго сомнѣнія и оказывается въ самой тѣсной связи съ суточнымъ движеніемъ земли около оси и годовымъ вокругъ солнца. Другая группа измѣненій, напротивъ, никакой правильной повторяемости, не смотря на всѣ усилія ее обнаружить, на первый взглядъ не проявляетъ; эти послѣднія, *непеpіодическія измѣненія* налетаютъ внезапно, безъ всякой ясно видимой причины и, накладываясь на фонъ измѣненій періодическихъ, совершенно на первый взглядъ затемняютъ всякую правильность въ смѣнахъ погоды. Для обнаруженія періодическихъ измѣненій статистическій методъ и оказывается чрезвычайно полезнымъ: какъ-бы ни осложнялось непеpіодическими измѣненіями извѣстное явленіе, сравнивая его за продолжительное время посредствомъ среднихъ величинъ для отдѣльныхъ моментовъ, можно всегда обнаружить въ немъ извѣстную періодичность, если она только, конечно существуетъ. По закону большихъ чиселъ, лежащему въ основѣ статистическаго метода, *при большомъ числѣ наблюденій вѣроятность что всякое уклоненіе*

отъ извѣстной правильности въ одну сторону будетъ уравновѣшено соотвѣтствующимъ уклоненіемъ противоположнаго знака, будетъ тѣмъ больше, чѣмъ больше число наблюденій. Такимъ именно образомъ, накопивъ рядъ наблюденій извѣстной продолжительности, составляя изъ этихъ наблюденій среднія величины для опредѣленныхъ промежутковъ времени или моментовъ и исключая этимъ путемъ съ большей или меньшей полнотою непеpіодическія смѣны, изучаетъ метеорологія періодическія измѣненія погоды.

Для изученія непеpіодическихъ измѣненій погоды приходится примѣнять *методъ синоптическій.* Статистическій методъ, какъ только что было указано, даетъ картину измѣненій погоды во времени для каждаго отдѣльнаго пункта, но совершенно не даетъ *пространственнаго распредѣленія* этихъ измѣненій. Для этой послѣдней цѣли приходится при помощи цифръ или особыхъ условныхъ знаковъ наносить величины метеорологическихъ элементовъ въ отдѣльные моменты или за извѣстные промежутки времени на географическую карту, на которой и возможно уже сразу, одновременно видѣть распредѣленіе какого нибудь элемента или всей погоды на большихъ площадяхъ. Этимъ путемъ удалось выяснить связь измѣненій погоды съ вихревыми движеніями атмосферы, удалось установить исключительно путемъ наблюденій нѣкоторые законы движенія извѣстныхъ вихревыхъ системъ и примѣнить эти законы на практикѣ къ предсказанію погоды.

Такимъ путемъ можетъ быть изучаемо не только состояніе атмосферы для отдѣльнаго момента или промежутка времени; нанося на карту среднія величины, полученныя статистическимъ методомъ за извѣстный промежутокъ времени, можно также изслѣдовать нѣкоторое среднее, нормальное для даннаго промежутка состояніе любого метеорологическаго элемента въ его пространственномъ распредѣленіи.

Для того, чтобы окончательно разобраться въ наблюдаемыхъ нами смѣнахъ погоды, недостаточно еще, однако, изучить періодическія ея измѣненія съ чисто внѣшней стороны; недостаточно и картографическаго изученія ея непеpіодическихъ измѣненій. Конечная цѣль метеорологіи—полное и всестороннее изученіе механизма погоды: ни статистическій, ни синоптическій методъ въ отдѣльности къ этой конечной цѣли не приводятъ и привести не могутъ, такъ какъ изучаютъ отдѣльныя части одного общаго вопроса,—и то съ внѣшней только въ значительной мѣры стороны. Для возможно полнаго уясненія себѣ всего механизма погоды во

всей его грандіозной совокупность чужда, очевидно, идти нѣкоторымъ инымъ путемъ.

Метеорологія, какъ было уже указано, есть одинъ изъ отдѣловъ физики, изучающій атмосферу. Поэтому единственный путь, которымъ можетъ она идти къ постепенному выполненію поставленной ею себѣ цѣли, есть путь физическаго изслѣдованія атмосферы т. е. путь чисто физическаго изученія данныхъ, получаемыхъ непосредственно наблюденіемъ.

За послѣднее время метеорологія дѣйствительно и вступила на этотъ путь, и результаты этого оказались чрезвычайно плодотворными: изъ климатологіи и синоптической метеорологіи, изучавшихъ только отдѣльныя стороны задачи и очень мало выяснявшихъ внутренній механизмъ погоды, метеорологія быстро превращается въ дѣйствительную физику атмосферы. Чѣмъ дальше, тѣмъ болѣе остаются назади и чисто статистическій, и чисто синоптическій методъ, тѣмъ болѣе развиваются дѣйствительная динамика и термодинамика атмосферы. Только основываясь на почвѣ законовъ физики и механики, явилась возможность уже уразумѣть многое въ механизмѣ погоды, выяснить многія темныя стороны этого объекта метеорологическаго изслѣдованія.

3. **Условія, опредѣляющія круговоротъ энергіи въ атмосферѣ.** Сказанное выше о предметѣ метеорологіи и методахъ, которыми она должна пользоваться, достаточно ясно опредѣляетъ и ближайшія задачи этой науки: надо, значитъ, изучить основные метеорологическіе элементы и тѣ измѣненія, которыя въ нихъ возникаютъ — какъ результатъ круговорота энергіи въ атмосферѣ. Когда такая задача поставлена, возникаетъ прежде всего вопросъ: какъ подступиться къ ней и въ какомъ порядкѣ должно вести изученіе намѣченныхъ явленій. Чтобы яснѣе представить себѣ путь, которымъ придется идти, слѣдуетъ глубже вникнуть въ вопросъ, передъ нами стоящій.

Въ безграничномъ міровомъ пространствѣ, окруженный со всѣхъ сторонъ только средой неуловимо — малой плотности, все проникающимъ свѣтовымъ эфиромъ, по которому свободно могутъ передаваться въ любомъ направленіи энергія лучистая, энергія тяготѣнія и энергія электрическая, совершаетъ свой путь обособленно отъ другихъ небесныхъ тѣлъ земной шаръ, ничѣмъ съ ними кромѣ этой эфирной среды не соединяемый. Однако обособленность эта — только кажущаяся. Сдерживаемый тѣми потоками энергіи тяготѣнія, которые на него льются отъ центральнаго тѣла солнечной системы, земной шаръ вмѣстѣ съ прочими членами этой системы совершаетъ

сложный, но теперь точно опредѣленный путь въ міровомъ пространствѣ. Онъ вращается при этомъ около своей оси во-первыхъ, вокругъ центральнаго тѣла системы,—солнца, во-вторыхъ, и наконецъ вмѣстѣ съ этимъ центральнымъ тѣломъ вся солнечная система,—въ томъ числѣ и земной шаръ,—движется еще куда-то, въ неизвѣстныя пока области мірового пространства.

Черезъ посредство окружающей эфирной среды отъ центральнаго тѣла солнечной системы и отъ другихъ небесныхъ тѣлъ во всѣ стороны льются потоки лучистой энергіи, энергіи тяготѣнія, энергіи электрической. Встрѣчая на своемъ пути нѣкоторое тѣло,—земной шаръ,—эти потоки энергіи извѣстнымъ образомъ имъ трансформируются въ другіе виды энергіи. Подъ дѣйствіемъ этихъ потоковъ на принимающемъ ихъ тѣлѣ возникаетъ извѣстный рядъ явленій, представляющихъ собою круговоротъ полученной энергіи.

Допустимъ сначала, что разсматриваемое тѣло неподвижно и что притокъ энергіи на него отсутствуетъ. Какъ результатъ ранѣе сообщенной этому тѣлу энергіи, на немъ будутъ дѣйствовать различные физическіе агенты, различныя формы энергіи (физическія силы). Когда притока энергіи извнѣ нѣтъ, эти различные агенты мало по малу должны придти къ нѣкоторому окончательному, устойчивому состоянію, должны извѣстнымъ образомъ, съ нѣкоторою правильностью распредѣлиться и въ этомъ тѣлѣ, и вокругъ него,—въ окружающей его средѣ.

Изъ различныхъ физическихъ агентовъ или тѣхъ формъ, въ которыхъ можетъ проявиться ранѣе полученная тѣломъ, — въ нашемъ частномъ случаѣ земнымъ шаромъ,—энергія, первенствующее значеніе будутъ имѣть: энергія тепловая, ибо въ нее легче всего переходятъ всѣ другія формы энергіи, энергія механическая, къ которой въ существѣ сведутся и всѣ проявленія энергіи тяготѣнія, энергія электрическая, наконецъ энергія химическая, къ которой сведутся нѣкоторые процессы въ растительномъ и животномъ мірѣ; послѣдняя, впрочемъ, въ данномъ случаѣ не имѣетъ значенія, такъ какъ процессы, ею обусловленные, стоятъ внѣ рамокъ нашего изслѣдованія.

Когда эти агенты пріобрѣли нѣкоторое устойчивое, стаціонарное,—такъ какъ оно ничѣмъ, по предположенію, не нарушается,—распредѣленіе, обусловленное физическими свойствами земного шара, имѣющей его атмосферы и окружающей эфирной среды, въ разсматриваемомъ тѣлѣ и вокругъ него, очевидно, создадутся стаціонарныя, устойчивыя, находящіяся въ равновѣсіи:

1) *распредѣленіе тяжести* (или *поле тяжести*), въ кото-

ромъ силы тяготѣнія убываютъ въ нѣкоторомъ опредѣленномъ порядкѣ, съ извѣстной правильностью; оно выразится тѣмъ, прежде всего, что давленіе любого вѣсомаго тѣла на горизонтальную подставку будетъ убывать по мѣрѣ удаленія отъ центра земли;

б) *распредѣленіе электрическихъ силъ* — (*поле электрическое и магнитное*);

в) *распредѣленіе температуръ* (или, если можно такъ выразиться [1]), *поле термическое*) какъ въ самомъ земномъ шарѣ, такъ и въ окружающей его атмосферѣ.

Но при этомъ необходимо еще имѣть въ виду, что значительная часть земной поверхности покрыта водою; вслѣдствіе этого нѣкоторая часть полученной энергіи непремѣнно будетъ израсходована на испареніе и въ земной атмосферѣ вслѣдствіе этого измѣнится запасъ содержавшихся въ ней паровъ. Когда нѣтъ больше притока энергіи, эти пары, извѣстнымъ образомъ распредѣлившись въ атмосферѣ, создадутъ чрезвычайно важный для изученія процессовъ погоды факторъ, —

д) *распредѣленіе или поле влажности*, характеризуемое опредѣленнымъ содержаніемъ паровъ въ различныхъ частяхъ атмосферы.

Теперь пусть на разсматриваемое тѣло начинается притокъ энергіи, да при томъ еще періодически вслѣдствіе двойного вращенія земли около оси и вокругъ солнца мѣняющійся въ теченіе сутокъ и въ теченіе года. Подъ вліяніемъ этого періодическаго притока энергіи и ея преобразованій въ принимающемъ тѣлѣ и окружающемъ его пространствѣ должны возникнуть или произойти въ этой системѣ наложенныхъ другъ на друга полей (тяжести, термическомъ, электрическомъ и влажности) измѣненія. Они возникнутъ прежде всего, конечно, въ тѣхъ силахъ или агентахъ, въ которые легче всего переходитъ льющаяся на земной шаръ энергія; такъ какъ легче всего всякая энергія переходитъ въ тепловую, то прежде всего такимъ образомъ возникнутъ періодическія возмущенія или измѣненія именно въ термическомъ полѣ земного шара. Эти измѣненія немедленно вызовутъ измѣненія и въ полѣ тяжести, и въ полѣ электрическомъ, и въ полѣ влажности,—въ первомъ и второмъ—косвенно, ибо лучистая энергія прямо, непосредственно въ энергію электрическую или энергію тяготѣнія при атмосферныхъ условіяхъ въ большихъ количествахъ перейти не можетъ. Слѣдовательно,—измѣненія въ этихъ поляхъ являются уже только

---

[1]) Здѣсь терминъ „поле“ долженъ имѣть въ сущности нѣсколько иное, чѣмъ въ двухъ предыдущихъ случаяхъ, значеніе, такъ какъ здѣсь нѣтъ никакихъ силъ, подобныхъ существующимъ въ полѣ тяжести или электрическомъ.

какъ результатъ или слѣдствіе измѣненій въ полѣ термическомъ или полѣ влажности. Измѣненія эти должны пойти не въ горизонтальномъ только, но и въ вертикальномъ направленіи вслѣдствіе теплопроводности, а главное—подвижности атмосферы и водныхъ массъ, покрывающихъ твердую оболочку земного шара.

Но этого мало! Будь атмосфера средою, не обладающею подвижностью или иди притокъ энергіи не въ томъ направленіи, въ какомъ онъ распространяется дѣйствительно, періодическими измѣненіями исчерпаны были бы въ полной мѣрѣ всѣ тѣ возможные процессы, которые могутъ имѣть мѣсто въ атмосферѣ. Дѣло обстоитъ въ дѣйствительности несравненно сложнѣе, и въ этомъ—коренная причина крайней запутанности всѣхъ явленій погоды. Если масса подвижной жидкости, находящейся подъ дѣйствіемъ силы тяжести, нагрѣвается *сверху*,—передача тепла пойдетъ только теплопроводностью, а жидкость все время остается въ равновѣсіи. Пусть притокъ тепловой энергіи періодически мѣняется,—ничего кромѣ періодическихъ измѣненій теплового состоянія во взятомъ столбѣ жидкости наблюдать не придется. При томъ эти періодическія смѣны теплового состоянія, подчиняющіяся законамъ теплопроводности, могутъ быть даже предвычислены, если будутъ измѣрены періодическія колебанія температуры въ нагрѣваемомъ непосредственно верхнемъ слоѣ. Но опытъ этотъ можетъ быть поставленъ иначе: если нагрѣваніе начнетъ дѣйствовать *снизу*, всѣ законы теплопроводности дѣлаются непримѣнимыми, такъ какъ состояніе жидкости устойчиво только тогда, когда плотности въ ней растутъ сверху книзу. Нагрѣваніе снизу сразу вноситъ возмущеніе въ правильное распредѣленіе плотностей; массы малой плотности оказываются внизу, подъ массами большей плотности; равновѣсіе дѣлается неустойчивымъ, и въ данной массѣ жидкости начинается *конвекція*, совершенно нарушающая типичное распредѣленіе плотностей и вмѣстѣ съ тѣмъ производящая перераспредѣленіе энергіи механическимъ путемъ,—совершенно помимо законовъ теплопроводности.

Тоже самое происходитъ и въ земной атмосферѣ. Воздухъ, какъ и всякій газъ,—тоже жидкость, только съ значительно меньшимъ коэффиціентомъ внутренняго тренія, обладающая вслѣдствіе этого несравненно большей подвижностью. Черезъ подвижныя, прозрачныя массы этого воздуха потоки лучистой энергіи, сравнительно незначительно нагрѣвая непосредственно эти массы, падаютъ на непрозрачную земную поверхность и здѣсь трансформируются въ тепловую энергію, *нагрѣвая именно дно подвижнаго воздушнаго*

океана. Слои малой плотности при этомъ появляются внизу,—подъ слоями плотности существенно большей; равновѣсіе воздушныхъ массъ дѣлается явно неустойчивымъ. А при неустойчивомъ равновѣсіи часто уже ничтожный импульсъ—въ состояніи вызвать грандіозный круговоротъ массъ, а вмѣстѣ съ ними и запасенной въ нихъ энергіи; гдѣ этотъ импульсъ проявится, съ какого пункта начнется вызванный имъ круговоротъ, предугадать на первый взглядъ нѣтъ возможности. Такимъ именно образомъ,—какъ результатъ сложившихся условій,—въ атмосферѣ параллельно съ періодическими измѣненіями возникаютъ измѣненія непеpіодическія, накладывающіяся на фонъ первыхъ и кореннымъ образомъ осложняющія и запутывающія смѣны погоды. И этотъ второй классъ или типъ измѣненій происходитъ и развивается не только въ горизонтальномъ, но и въ вертикальномъ направленіи.

Вышеприведенныя разсужденія намѣчаютъ ясный планъ для изученія круговорота энергіи въ атмосферѣ.

Прежде всего должно быть изучено, очевидно, стаціонарное распредѣленіе различныхъ физическихъ факторовъ, опредѣляющихъ то состояніе атмосферы, какое получилось бы, если бы отсутствовали и періодическія, и непеpіодическія въ нихъ измѣненія. Такъ какъ изъ сказаннаго выше ясно, что періодическія измѣненія раньше всего скажутся въ термическомъ полѣ атмосферы, затѣмъ на полѣ влажности и уже далѣе косвенно отразятся и на полѣ тяжести, и на полѣ электрическомъ, то само собою понятно, что при изученіи далѣе измѣненій періодическихъ первымъ двумъ категоріямъ измѣненій должно быть отведено и первенствующее мѣсто. Эти вопросы составляютъ область, такъ сказать, *статики атмосферы.* Говоря о круговоротѣ энергіи въ атмосферѣ, невозможно, конечно, обойти вопросовъ о самой средѣ, въ которой совершаются изучаемыя явленія, вопросовъ объ источникахъ и количествахъ получаемой этою средою энергіи и, наконецъ, вопросовъ относительно обмѣна энергіи между атмосферою и соприкасающимися съ нею срединами,—твердою и жидкою оболочками земной поверхности.

Механизмъ измѣненій непеpіодическихъ, накладывающихся на періодическія, равно какъ и тѣ процессы, которые при этомъ могутъ въ атмосферѣ возникнуть и вліять на погоду, должны составить вторую часть курса и отходятъ въ область *динамики атмосферы.*

Наконецъ въ третьемъ отдѣлѣ курса должны быть разсмотрѣны на первомъ мѣстѣ тѣ измѣненія погоды, которыя являются ближайшимъ, непосредственнымъ результатомъ наложенія непеpіодическихъ измѣненій метеорологическихъ элементовъ на фонъ ихъ

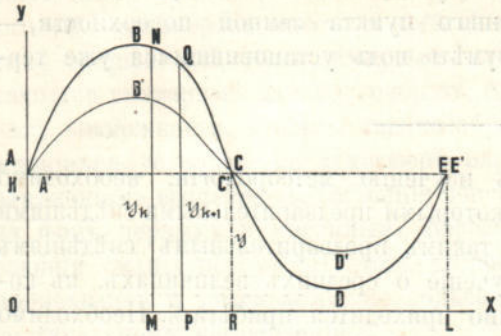
колебаній періодическихъ,—*погода* въ собственомъ смыслѣ этого слова и ея типичнѣйшія, характернѣйшія смѣны. Сюда должно войти далѣе и нѣкоторое среднее состояніе атмосферы за опредѣленные промежутки времени (сутки, мѣсяцъ, годъ), являющееся характеристическимъ для даннаго пункта земной поверхности,—словомъ то, что принято разумѣть подъ установившимся уже терминомъ «*климатъ*».

Прежде чѣмъ перейти къ изученію метеорологіи, необходимо сначала познакомиться съ нѣкоторыми предварительными свѣдѣніями изъ области этой науки. Къ такимъ предварительнымъ свѣдѣніямъ принадлежитъ прежде всего ученіе о среднихъ величинахъ, къ которымъ часто, почти постоянно приходится прибѣгать. Необходимо также подробно остановиться на метеорологическихъ наблюденіяхъ, лежащихъ въ основѣ всей метеорологіи, на ихъ организаціи и на самопишущихъ приборахъ, въ значительной степени облегчающихъ и упрощающихъ дѣло наблюденія. Далѣе должно ознакомиться съ графическими методами, которыми въ широкихъ размѣрахъ принуждена пользоваться метеорологія. Наконецъ должна быть разсмотрѣна формула Ламберта-Бесселя, которою просто выражаются періодическія измѣненія перемѣнныхъ величинъ, съ какими постоянно приходится имѣть дѣло въ метеорологіи.

4. **Методъ среднихъ величинъ.** Основная задача метеорологіи состоитъ, какъ было указано выше, въ изученіи круговорота энергіи въ атмосферѣ. Но, чтобы имѣть возможнось слѣдить за приходомъ или расходомъ,—прибылью или убылью энергіи, необходимо установить какой-нибудь критерій, который позволилъ-бы сравнивать конечные итоги этихъ двухъ процессовъ. Такимъ критеріемъ служитъ методъ среднихъ величинъ, прилагаемый къ изслѣдованію тѣхъ измѣненій, которыя подъ вліяніемъ круговорота энергіи происходятъ въ различныхъ метеорологическихъ элементахъ.

Для лучшаго пониманія метода среднихъ величинъ разсмотримъ то, что происходитъ при круговоротѣ энергіи въ атмосферѣ. Единственнымъ источникомъ энергіи на землѣ является солнце. Въ видѣ потока лучистой энергіи отъ солнца поступаетъ на землю нѣкоторое опредѣленное ея количество; вслѣдствіе прозрачности воздуха оно въ значительной своей части достигаетъ поверхности земли. Встрѣчая почву и другія малопрозрачныя тѣла, лучистая энергія ими поглощается и трансформируется въ тепловую; результатомъ такой трансформаціи является нагрѣваніе непрозрачнаго тѣла. Но нагрѣтыя тѣла сейчасъ-же часть своего тепла превращаютъ снова въ лучистую энергію, переходящую въ окружающее, болѣе холодное пространство. Слѣдствіемъ этого излученія будетъ охлажденіе тѣла. Въ конечномъ результатѣ тепловое состояніе тѣла, воспринимающаго энергію, измѣряемое его температурою, и покажетъ намъ, превышаетъ-ли притокъ энергіи ея расходъ, или наоборотъ. Въ первомъ случаѣ температура будетъ повышаться, а во-второмъ понижаться.

Будемъ слѣдить за температурою тѣла черезъ небольшіе промежутки времени или записывать ее непрерывно; условимся откладывать время по оси абсциссъ OX (на черт. 1), а температуру по оси ординатъ OУ; при накопленіи энергіи кривая температуры будетъ повышаться (часть кривой AB); когда приходъ сдѣлается равнымъ расходу, кривая перейдетъ черезъ свою наибольшую величину у B (максимумъ). Когда излученіе начнетъ преобладать надъ приходомъ тепла, кривая начнетъ опускаться (часть ея BD) и дойдетъ до наименьшей величины у D (минимума), когда расходъ снова сдѣлается равнымъ приходу. При новомъ преобладаніи прихода надъ расходомъ кривая опять начнетъ повышаться и т. д. Окончательный итогъ прихода и расхода энергіи, очевидно, будетъ выражаться измѣненіемъ площади OABCDEL, ограниченной кривою, осью абсциссъ и ординатами, соотвѣтствующими началу и концу взятаго періода. Кривая, построенная за другой такой-же промежутокъ времени, напр. за другія сутки, A′B′C′D′E′, будетъ болѣе или менѣе подобна первой. Для сравненія прибыли или убыли энергіи за оба отдѣльные промежутка времени намъ, очевидно, нужно сравнивать площади, ими ограниченныя.



Черт. 1. Методъ среднихъ величинъ.

Измѣреніе площадей можно производить разными способами. Общеупотребительный способъ измѣренія площадей планиметромъ здѣсь мало приложимъ потому, что трудно планиметромъ слѣдить за всѣми изгибами кривыхъ. Если-бы былъ извѣстенъ видъ кривой ABCDE, какъ функція абсциссы, площадь можно было-бы вычислить, какъ интегралъ $\int_0^x f(x)\,dx$; практически это не осуществимо. Для практическихъ цѣлей поэтому самый простой способъ будетъ слѣдующій. Разобьемъ промежутокъ OX на безконечно большое число n равныхъ частей и чрезъ точки дѣленія проведемъ ординаты, изображающія температуру въ соотвѣтствующіе моменты времени, напр. $MN = У_к$, $PQ = y_{к+1}$ и т. д. Вся площадь разобьется теперь на безконечно малыя трапеціи, ибо части кривой, соотвѣтствующія безконечно малымъ длинамъ MP, можно принять за прямыя линіи. Площадь трапеціи будетъ равна $MP.\frac{У_к + У_{к+1}}{2}$; а вся площадь OABCDEL будетъ равна суммѣ площадей всѣхъ трапецій. Назвавъ ее черезъ S, если для отдѣльныхъ моментовъ значенія ординатъ были: $У_0, У_1, У_2 \ldots У_n$, получимъ: $S = \frac{OX}{n}(\frac{1}{2} У_0 + У_1 + У_2 + \ldots + \frac{1}{2} У_n)$, такъ какъ $MP = \frac{OX}{n}$. Величина $\frac{(\frac{1}{2} У_0 + У_1 + У_2 \ldots \frac{1}{2} У_n)}{n}$, или сумма ординатъ, раздѣленная на число ихъ, ибо $\frac{1}{2} У_0 + \frac{1}{2} У_n$ можно въ виду того, что $У_0$ мало разнится отъ $У_n$, принять равнымъ $У_n$, и есть средняя ордината данной площади. Если эту среднюю ординату обозначить черезъ у и черезъ ея верхній конецъ провести прямую, параллельную OX, то получимъ прямоугольникъ OKEL, площадь котораго равна нашей искомой площади. Очевидно, что для двухъ равныхъ промежут-

ковъ времени площади будутъ $S' : S'' = y' : y''$; слѣдовательно, *средняя величина дѣйствительно является совершенно строгою характеристикою для конечнаго результата накопленія или расхода энергіи.*

Слѣдуетъ замѣтить еще, что, какъ легко видѣть изъ чертежа 1, сумма положительныхъ отклоненій, направленныхъ въ одну сторону отъ прямой KCE, равна суммѣ отрицательныхъ отклоненій, лежащихъ по другую сторону этой прямой, ибо площади отрѣзковъ ABC и CDE, очевидно, равны. Поэтому можно сказать, что *средняя есть норма, около которой колеблется дѣйствительная величина наблюдаемаго элемента.*

Если кривая ABCDE была взята за одни сутки, то указаннымъ способомъ получимъ среднюю суточную для температуры или для какого угодно метеорологическаго элемента. Среднюю мѣсячную берутъ изъ среднихъ суточныхъ, дѣля ихъ сумму на число дней мѣсяца; среднюю годовую—изъ среднихъ мѣсячныхъ.

5. Сроки и организація метеорологическихъ наблюденій. При выводѣ понятія о среднихъ величинахъ предполагалось, что мы непрерывно или чрезъ безконечно малые промежутки времени измѣряемъ величину нѣкотораго метеорологическаго элемента,—именно температуры. Переходя къ дѣйствительнымъ наблюденіямъ, должно прежде всего задаться вопросомъ, сколько наблюденій надо сдѣлать въ сутки, чтобы можно было вывести надежную среднюю для каждаго въ отдѣльности элемента. Если въ сутки дѣлать 24 наблюденія, т. е. черезъ часъ отсчитывать значенія метеорологическихъ элементовъ, въ этомъ случаѣ получимъ среднюю съ точностью, далеко превосходящею ту, которая нужна для практическихъ цѣлей. Но 24 наблюденія чрезъ часовые промежутки на обыкновенныхъ метеорологическихъ станціяхъ невозможны; поэтому необходимо, ограничиваясь меньшимъ числомъ наблюденій, подобрать сроки для этихъ наблюденій такъ, чтобы получить среднюю суточную для метеорологическихъ элементовъ и изъ небольшого числа наблюденій съ возможно малою погрѣшностью.

Ежечасными наблюденіями на различныхъ большихъ обсерваторіяхъ выяснено, что такихъ сроковъ можно подобрать нѣсколько. Такъ сроки 10 ч. у., 2 ч. дня, 10 ч. в., 2 ч. н. даютъ вполнѣ удовлетворительныя среднія, но неудобны для наблюдателей; тоже самое можно сказать и про сроки 6 ч. у., 2 ч., 10 ч. вечера (комбинація Дове). Въ Россіи, Австріи и въ нѣкоторыхъ государствахъ Германіи приняты сроки 7 ч. у., 1 ч. дня и 9 ч. вечера. Эти сроки даютъ среднія суточныя для температуры, отличающіяся отъ средней суточной по ежечаснымъ наблюденіямъ въ большинствѣ случаевъ на десятыя доли градуса. Такіе же результаты даютъ наблюденія по срокамъ 7 ч. у., 2 ч. д., 9 ч. в., употребляемыя въ большей части Германіи, въ Швейцаріи, Швеціи и Норвегіи. Мѣстами приняты два срока 8 ч. у. и 8 ч. вечера [1]). Можно еще присоединить сюда максимальныя и минимальныя температуры; средняя тогда—еще ближе къ истинной изъ 24 наблюденій.

Для изученія круговорота энергіи въ атмосферѣ достаточно такимъ образомъ небольшого числа наблюденій въ каждомъ отдѣльномъ пунктѣ земной поверхности; тамъ, гдѣ эти наблюденія недостаточны, на помощь имъ можно

---

[1]) Къ сожалѣнію всѣ попытки ввести совершенно одновременныя наблюденія на станціяхъ хотя бы Европы до сихъ поръ не привели ни къ какому результату.

придать самопишущіе приборы. Но для того, чтобы можно было пользоваться наблюденіями для какихъ-нибудь выводовъ, надо, чтобы эти наблюденія давали матеріалъ совершенно сравнимый т. е. однородный по своимъ качествамъ. А это возможно только тогда, когда всѣ наблюденія въ различныхъ пунктахъ будутъ производиться строго однообразно, по одинаковымъ программамъ и по тщательно свѣреннымъ между собою инструментамъ. Такимъ образомъ для наблюденій дѣлается необходимою организація; необходимо нѣкоторое центральное учрежденіе, которое взяло бы на себя выработку инструкцій, провѣрку и сравненіе съ эталонами инструментовъ и, наконецъ, контроль надъ наблюденіями.

Изученіе главнѣйшихъ метеорологическихъ элементовъ и тѣхъ измѣненій, которыя въ нихъ обнаруживаются, уже при первыхъ попыткахъ подвести нѣкоторые итоги наблюденіямъ показало, что характеръ измѣненій, претерпѣваемыхъ различными элементами, далеко не одинаковъ. Такъ напр., изучая распредѣленіе давленія воздуха въ пространствѣ, нашли, что для отдѣльныхъ пунктовъ оно весьма мало зависитъ отъ мѣстныхъ причинъ и что только нѣкоторыя общія причины, охватывающія болѣе и менѣе значительный районъ, вліяютъ на его измѣненія, обнаруживающіяся въ силу этого одновременно на большомъ сравнительно пространствѣ. Поэтому изучить давленіе воздуха, его распредѣленіе и его измѣненія можно при ограниченномъ числѣ пунктовъ наблюденія, могущихъ отстоять на сравнительно большія разстоянія;—тѣмъ не менѣе наши заключенія, выведенныя по ограниченному числу пунктовъ наблюденій, будутъ вѣрны вслѣдствіе указанной причины. Далеко не то наблюдается для другихъ элементовъ, напр., для осадковъ; этотъ элементъ въ его пространственномъ распредѣленіи оказывается настолько капризнымъ и настолько зависящимъ отъ мѣстныхъ причинъ и условій, что для сколько нибудь вѣрной ихъ оцѣнки дождемѣрныя наблюденія необходимо вести при посредствѣ густой наблюдательной сѣти, причемъ станціи должны быть расположены возможно близко одна отъ другой.

Подобныя соображенія привели къ тому, что при сравнительно небольшомъ числѣ большихъ, вполнѣ благоустроенныхъ, а потому и дорого стоющихъ станцій, приспособленныхъ для наблюденія надъ всѣми главнѣйшими метеорологическими элементами, стали возникать болѣе густыя сѣти менѣе полно обставленныхъ станцій, изучающихъ только одинъ какой-нибудь метеорологическій факторъ, одно какое-нибудь явленіе; таковы именно станціи дождемѣрныя, снѣгомѣрныя, грозовыя и т. п.

Центральнымъ русскимъ метеорологическимъ учрежденіемъ, руководящимъ метеорологическими наблюденіями въ Россіи, служитъ Николаевская Главная Физическая Обсерваторія въ С.-Петербургѣ, состоящая при Академіи Наукъ [1]). Она вырабатываетъ планы и инструкціи для наблюденій, подвергаетъ контролю дѣятельность и обработываетъ журналы наблюденій станцій, командируетъ ежегодно спеціальныхъ лицъ для провѣрки и ревизіи станцій на мѣстѣ.

По окончаніи обработки наблюденія печатаются или цѣликомъ или въ своихъ среднихъ мѣсячныхъ и годовыхъ выводахъ въ «*Лѣтописяхъ Н. Г. Ф. О.*». Обзоры погоды за болѣе или менѣе продолжительные промежутки времени публи-

---

[1]) Для объединенія въ дѣлѣ метеорологическихъ изслѣдованій между различными странами время отъ времени собираются международные метеорологическіе конгрессы или конференціи.

куются въ «*Ежемѣсячномъ Бюллетенѣ*», «*Еженедѣльномъ Бюллетенѣ*» и «*Ежедневномъ Бюллетенѣ*».

По той полнотѣ, съ которою метеорологическія станціи ведутъ свои наблюденія, онѣ дѣлятся на русской метеорологической сѣти на слѣдующія категоріи.

а) Станціи I разряда или метеорологическія обсерваторіи, кромѣ трехъ наблюденій въ сутки надъ основными метеорологическими элементами, при посредствѣ самопишущихъ приборовъ непрерывно записываютъ, а затѣмъ по записи вычисляютъ ходъ этихъ элементовъ, причемъ дается значеніе каждаго изъ нихъ для каждаго часа. Сверхъ того на этихъ метеорологическихъ обсерваторіяхъ ведутся дополнительныя наблюденія надъ явленіями, болѣе или менѣе соприкасающимися съ погодою, а также надъ земнымъ магнитизмомъ и спеціальныя изслѣдованія въ области метеорологіи. Таковы магнитно-метеорологическія обсерваторіи въ Павловскѣ, Екатеринбургѣ, Тифлисѣ и Иркутскѣ. Онѣ доставляютъ не только цѣнный матеріалъ для изученія хода метеорологическихъ элементовъ, но также помогаютъ Г. Ф. О. въ ревизіи и контролѣ станцій и въ обработкѣ наблюденій. Кромѣ этихъ 4 обсерваторій въ послѣднее время подобныя обсерваторіи возникли также при нѣкоторыхъ высшихъ учебныхъ заведеніяхъ.

б) Станціи II разряда 1 класса производятъ только три раза въ сутки наблюденія надъ всѣми основными метеорологическими элементами; если же, какъ это иногда бываетъ, вслѣдствіе близости одной станціи II разряда къ другой, наблюденій надъ атмосфернымъ давленіемъ не производится, то получается станція II разряда 2 класса. Нерѣдко станціи II разряда снабжаются и нѣкоторыми самопишущими приборами; но записи этихъ приборовъ обыкновенно не обработываются.

в) Станціи III разряда наблюдаютъ только отдѣльныя явленія изъ элементовъ—по преимуществу осадки, изъ другихъ явленій—грозы, снѣжный покровъ, вскрытіе и замерзаніе рѣкъ.

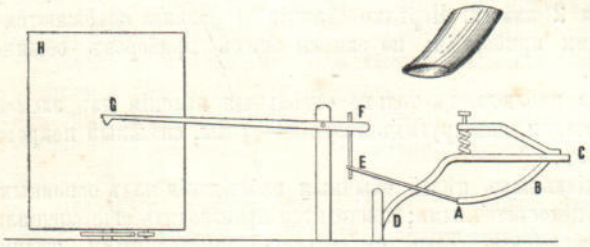
Для различныхъ спеціальныхъ цѣлей обычныя наблюденія надъ основными элементами могутъ быть недостаточными; приходится производить еще спеціальныя, дополнительныя наблюденія. Такъ съ сельско-хозяйственными цѣлями одновременно съ основными метеорологическими наблюденіями необходимо производить также наблюденія надъ температурою почвы, испареніемъ, влажностью почвы и т. п. Для изученія вліянія лѣса на климатъ пришлось выработать совсѣмъ особые типы станцій. Практика выработала два типа такихъ лѣсныхъ станцій:—станціи параллельныя и станціи радіальныя. Параллельныя станціи располагаются обыкновенно попарно, причемъ одна изъ нихъ ставится въ самомъ центрѣ лѣса, подъ вліяніемъ всего его комплекса; другая ставится на открытомъ мѣстѣ въ такомъ разстояніи отъ лѣса, чтобы быть совершенно внѣ его вліянія. При радіальной системѣ станцій цѣлая группа ихъ наблюдаетъ обыкновенно, какъ измѣняются всѣ метеорологическіе элементы въ массѣ движущагося воздуха по мѣрѣ проникновенія его въ лѣсъ. Для этой цѣли располагаютъ станціи такимъ образомъ: отъ центра лѣса, гдѣ находится одна изъ станцій, по двумъ главнымъ направленіямъ, именно по направленію господствующаго вѣтра и перпендикулярно къ нему,—идутъ группы станцій, постепенно удаляющихся отъ центра лѣса, доходящихъ до его границы и наконецъ совершенно выходящихъ изъ сферы его вліянія.

Для чисто практическихъ цѣлей,—предсказанія погоды,—центральныя учрежденія прибѣгаютъ къ слѣдующей организаціи. Изъ всѣхъ станцій русской

метеорологической сѣти выбрано около 200, равномѣрно распредѣленныхъ по территоріи Европейской и Азіатской Россіи и западной Европы. Эти станціи ежедневно утромъ (около 8—9 часовъ), а нѣкоторыя даже дважды въ сутки присылаютъ срочныя шифрованныя телеграммы съ результатами наблюденій въ Главную Физическую Обсерваторію. Здѣсь телеграммы расшифровываются и сообщаемыя ими данныя наносятся на географическую карту. Къ 12 часамъ это заканчивается; на картѣ проводятся линіи равныхъ давленій (изобары) и дѣлаются на основаніи распредѣленія метеорологическихъ элементовъ предсказанія погоды. Такія карты литографируются и около 3 часовъ разсылаются подписчикамъ. Онѣ печатаются также въ нѣкоторыхъ газетахъ. Въ тѣхъ случаяхъ, когда ожидаются бури, наводненія, снѣжные заносы, по телеграфу сообщаются предостереженія въ угрожаемыя мѣста.

Срочныя наблюденія даютъ прекрасный контроль надъ приходомъ и расходомъ энергіи; но объ измѣненіяхъ метеорологическихъ элементовъ, происходящихъ въ промежуткѣ между этими сроками, по нимъ судить нельзя. А такія быстро проходящія явленія, какъ напр. грозы и шквалы, иногда имѣютъ большое значеніе, рѣзко измѣняя погоду. Чтобы слѣдить за измѣненіями погоды при такихъ быстрыхъ ея перемѣнахъ, существуютъ самопишущіе приборы, въ которыхъ наблюдатель заставляетъ за себя работать нѣкоторый механизмъ.

6. **Самопишущіе приборы.** Самопишущіе метеорологическіе приборы соотвѣтственно тѣмъ пріемамъ, которыми пользуются для полученія записи, распадаются на 4 типа. Самый простой типъ—механическій; здѣсь запись показаній нѣкотораго пріемника получается чисто механическимъ путемъ при помощи передачи рычагами и шарнирами на бумагѣ, автоматически передвигаемой самимъ механизмомъ или часами. Въ приборахъ этого типа, однако, вредныя сопротивленія, какъ напр. треніе, жесткость матеріала, оказываются иногда бо́льшими, чѣмъ сила, которою можно привести ихъ въ движеніе. Кромѣ того разстояніе, на которое механически можно передать запись, крайне ограничено. Только въ послѣднее время парижской фирмѣ бр. Ришаръ удалось выработать приборы этого типа, которые благодаря своей простотѣ и не высокой цѣнѣ, сдѣлались обще-распространенными.



Черт. 2. Схема термографа Ришара; справа вверху—сѣченіе трубки.

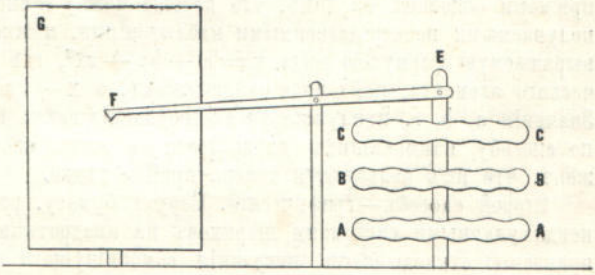
Въ термографѣ (черт. 2), назначенномъ для записи колебаній температуры, эти послѣднія воспринимаются тонкостѣнною латунною трубкою AB съ очень плоскимъ эллиптическимъ сѣченіемъ, наполненною толуоломъ и наглухо запаянною. Такая трубка, согнутая въ дугу, однимъ концомъ прикрѣплена неподвижно къ подставкѣ CD, а другой свободный ея конецъ системою тягъ AE, EF соединяется съ пишущимъ перомъ FG. Перо имѣетъ форму трехгранной пирамиды, открытой съ верхней стороны, и своею вершиною прикасается къ бумагѣ, надѣтой на цилиндръ H съ часами. Такое перо наполняется медленно сохнущими глицериновыми чернилами; тонкій расщепъ на концѣ пера обезпе-

чиваетъ вытеканіе чернилъ, по мѣрѣ надобности, на бумагу. Благодаря тому, что толуолъ расширяется сильнѣе латуни, трубка не можетъ сохранять свою форму при колебаніяхъ температуры: при повышеніи послѣдней трубка, стремясь увеличить свой объемъ, слегка распрямляется; при пониженіи температуры трубка должна уменьшить свой объемъ подъ давленіемъ воздуха, а потому согнуться еще больше. Эти движенія свободнаго конца трубки, переданныя перу, и даютъ на бумагѣ запись всѣхъ колебаній температуры.

Въ гигрографѣ, назначенномъ для записи измѣненій влажности, пріемникомъ (черт. 3) измѣненій служитъ пучекъ ABC человѣческихъ волосъ, предварительно вываренныхъ въ щелочи. Волосъ при измѣненіи влажности мѣняетъ свою длину, что записывается на бумагѣ совершенно также, какъ въ термографѣ.

Черт. 3. Схема гигрографа Ришара.

Въ барографѣ, назначенномъ для записи атмосфернаго давленія, органомъ, воспринимающимъ измѣненія давленія, служитъ столбикъ ABC, составленный изъ ряда тонкостѣнныхъ, латунныхъ, съ гофрированною поверхностью коробочекъ AA, BB, CC, навинченныхъ одна на другую. Изъ коробочекъ вытянутъ воздухъ, послѣ чего онѣ запаяны на глухо. Столбикъ (черт. 4) однимъ концомъ прикрѣпленъ къ подставкѣ D прибора. При увеличеніи давленія, вслѣдствіе сплющиванія коробочекъ, столбикъ нѣсколько понижается, при уменьшеніи повышается. Это пониженіе и повышеніе, при помощи рычаговъ и шарнировъ, передается перу EF и записывается на бумагѣ.



Черт. 4. Схема барографа Ришара.

Во второмъ типѣ самопишущихъ приборовъ на помощь механической передачѣ придается еще электрическій токъ. Черезъ опредѣленное время замыкается этотъ электрическій токъ, который, проходя черезъ особый электромагнитъ, заставляетъ якорь послѣдняго прижать легкій штифтъ съ остріемъ на концѣ его къ безконечной бумажной лентѣ. Такимъ образомъ легкій проколъ бумаги и отмѣтитъ величину соотвѣтствующаго метеорологическаго элемента. Бумага перемѣщается или электромагнитомъ, или же часами.

Къ третьему типу относятся приборы, въ которыхъ для записи примѣненъ фотографическій принципъ. Высота столба ртути въ барометрѣ или термометрѣ и т. п., освѣщенныхъ лампою, фотографируется на чувствительной фотографической бумагѣ, передвигаемой часовымъ механизмомъ. Въ нѣкоторыхъ наи-

болѣе употребительныхъ приборахъ этой группы примѣняется система отраженія свѣта отъ подвижного зеркала, соединеннаго съ пріемникомъ.

Наконецъ четвертый типъ—чисто электрическимъ путемъ передающіе приборы. Въ нихъ пріемникъ, реагирующій на измѣненія даннаго элемента, и пишущіе приборы могутъ быть удалены другъ отъ друга на значительныя разстоянія. Въ этомъ—главное удобство приборовъ этого типа.

Когда располагаютъ для записи метеорологическихъ элементовъ самопишущими приборами, можетъ явиться вопросъ, нельзя ли совсѣмъ оставить срочныя наблюденія и пользоваться только ихъ записями. Обойтись одними этими приборами, однако, нельзя по слѣдующимъ причинамъ. Какъ бы совершенно ни былъ устроенъ механизмъ, онъ съ теченіемъ времени способенъ придти въ разстройство; а потому оставить его безъ контроля и сравненія со срочными наблюденіями нельзя. Затѣмъ какъ бы хорошо ни былъ урегулированъ механизмъ и подобранъ для него матеріалъ, все таки нельзя освободиться совершенно отъ нѣкотораго запаздыванія его записи относительно дѣйствительнаго хода элемента (упругое послѣдѣйствіе). Срочными наблюденіями получаются въ извѣстные моменты въ сущности абсолютныя величины метеорологическихъ элементовъ; а самопишущіе приборы намъ даютъ всѣ измѣненія, варіаціи метеорологическихъ элементовъ между сроками наблюденій; поэтому на самопишущіе приборы и надо смотрѣть только, какъ на *приборы, позволяющіе изучить всѣ варіаціи даннаго элемента между моментами наблюденій.*

Имѣя запись самопишущаго прибора, необходимо еще умѣть перевести ея данныя на величины, которыя получились бы при непосредственномъ наблюденіи,—нужно умѣть обработать запись.

Способъ обработки записей самопишущихъ приборовъ математическими пріемами основанъ на томъ, что вообще между записью прибора и величинами, получаемыми непосредственными наблюденіями, можно установить зависимость, выражаемую формулою вида $y = a + bx + cx^2$, гдѣ y — значеніе метеорологическаго элемента, найденное наблюденіемъ, а x — значеніе записи инструмента. Значенія a, b, c, наилучше удовлетворяющія всѣмъ наблюденіямъ, можно найти по способу наименьшихъ квадратовъ: но этотъ способъ обработки такъ сложенъ, что имъ пользуются теперь крайне рѣдко.

Второй способъ—графическій. Берутъ бумагу, разграфленную взаимно перпендикулярными системами штриховъ на квадратики, и на ней по одному направленію откладываютъ показанія самопишущаго прибора, по другому абсолютныя величины того же элемента. Тогда каждой отмѣткѣ, прочитанной въ моментъ наблюденія на записи самопишущаго прибора, и данному, найденному непосредственнымъ наблюденіемъ, будетъ на бумагѣ соотвѣтствовать одна точка. Рядъ точекъ, нанесенныхъ на графленой бумагѣ, дастъ возможность черезъ нихъ провести непрерывную кривую, наиболѣе удовлетворяющую всѣмъ нанесеннымъ точкамъ. По этой кривой легко составить таблицу значеній для величины y, при помощи которой можно любое показаніе самопишущаго прибора перевести въ абсолютное значеніе записываемаго элемента.

При хорошемъ уходѣ за Ришаровскими приборами показанія ихъ мало отличаются отъ наблюденныхъ величинъ, и отъ одного наблюденія къ другому разности между записью и наблюденною величиною мѣняются весьма мало. Поэтому, желая вычислить значеніе записи въ моментъ, лежащій между наблюденіями, достаточно простымъ интерполированіемъ найти разность для искомаго

момента по двумъ близь лежащимъ наблюденіямъ. Напр. для термографа Ришара при наблюденіи въ 1 ч. дня была найдена разность $+0^0,2$, которую надо придать къ его записи въ этотъ моментъ, чтобы получить истинную температуру воздуха; въ 9 ч. вечера разность $+0^0,7$. Если мы желаемъ найти по записи прибора температуру въ 7 часовъ вечера, то должны къ записи прибавить величину $+0,6$. Въ самомъ дѣлѣ,—за 8 час. (съ 1 ч. дня до 9 ч. веч.) разность увеличилась съ $+0,2$ до $+0,7$ т. е. на $+0,5$; въ теченіе каждаго часа она возрастала на $+0,5:8$; къ 7 часамъ она возрасла на $(+0,5:8)\times 6=+0,4$; а вся разность теперь будетъ $0,2+0,4=0,6$.

7. **Графическіе методы; изолиніи и изоповерхности.** Методъ среднихъ величинъ, придавая извѣстную систематическую обработку цифровому матеріалу, получаемому наблюденіями, обладаетъ однимъ существеннымъ недостаткомъ: онъ не отличается особенною наглядностью. Чтобы подсмотрѣть въ рядѣ цифръ извѣстную правильность или закономѣрность, нужно обладать навыкомъ быстро схватывать языкъ цифръ. Между тѣмъ эта наглядность въ цифровомъ матеріалѣ можетъ быть достигнута сравнительно нетруднымъ путемъ,—именно графическимъ изображеніемъ результатовъ наблюденій. Поэтому графическіе методы и пользуются въ метеорологіи самымъ широкимъ примѣненіемъ.

Простѣйшій способъ изображенія любого ряда цифровыхъ данныхъ есть примѣненіе прямолинейныхъ, прямоугольныхъ координатъ. Всякая метеорологическая цифра является всегда функціею по крайней мѣрѣ двухъ независимыхъ перемѣнныхъ. Одною изъ этихъ перемѣнныхъ можетъ быть время наблюденія, высота надъ поверхностью земли, глубина отъ поверхности земли или отъ водной поверхности и т. д.; другою независимою перемѣнною можетъ быть температура, упругость воздуха и т. д., — словомъ какой нибудь изъ метеорологическихъ элементовъ. Откладывая точки, опредѣляемыя этими перемѣнными на разграфленной бумагѣ, причемъ одну изъ независимыхъ перемѣнныхъ условимся откладывать по оси абсциссъ, другую по оси ординатъ, соединяемъ полученныя точки непрерывною ломанною или кривою линіею. Чѣмъ больше будетъ для такой кривой взято точекъ, тѣмъ точнѣе начерченная кривая изобразитъ ходъ измѣненія одной изъ перемѣнныхъ въ зависимости отъ измѣненія другой.

Этотъ способъ,—простой и наглядный, когда желаютъ изобразить на плоскости точки, опредѣляемыя двумя независимыми перемѣнными,—непримѣнимъ, если понадобится дать наглядное изображеніе зависимости для точекъ, опредѣляемыхъ тремя перемѣнными. Въ этомъ случаѣ прибѣгаютъ къ особому пріему, вводя такъ называемыя *изо-поверхности* и *изо-линіи*.

Представимъ себѣ, что наблюдается въ пространствѣ распредѣленіе въ данный моментъ какого-нибудь метеорологическаго элемента. Въ такомъ случаѣ для каждой точки пространства мы имѣемъ четыре величины, ее опредѣляющія,—четыре независимыя перемѣнныя. Если наблюдается распредѣленіе температуры въ атмосферѣ, то эти четыре независимыя перемѣнныя будутъ: температура, наблюдаемая въ данной точкѣ, и три географическія координаты,—долгота, широта и высота точки надъ земной поверхностью. При измѣненіи любой изъ трехъ послѣднихъ величинъ мѣняется и температура точекъ по нѣкоторому опредѣленному закону, но всегда однако такъ, что въ двухъ безконечно близкихъ точкахъ температуры будутъ отличаться одна отъ другой безконечно мало. Слѣдовательно близкія между собою точки будутъ имѣть и близко одинаковыя температуры, ибо никогда никакія физическія величины не

могутъ измѣняться внезапными скачками,—всегда наблюдается въ физическихъ измѣненіяхъ извѣстная плавность или постепенность. Всѣ точки съ одинаковыми температурами соединимъ теперь одною непрерывною, сплошною поверхностью. Будемъ затѣмъ въ пространствѣ проводить нѣкоторыя плоскости, параллельныя плоскости горизонта (уровню океана). Пересѣкаясь съ ранѣе полученною поверхностью, соединяющей всѣ точки съ одинаковыми температурами, эта плоскость дастъ намъ нѣкоторую линію,—ломаную или кривую,—вдоль которой, въ силу условія, всѣ температуры одинаковы. Поверхность, такимъ образомъ построенную, принято называть поверхностью равныхъ значеній, *изоповерхностью*, или въ нашемъ случаѣ *изотермальною поверхностью*, а линіи равныхъ значеній даннаго элемента—*изолиніями*,—въ нашемъ случаѣ для температуры—*изотермами*. Какую бы другую плоскость ни провели мы въ выбранномъ нами пространствѣ, въ пересѣченіи съ поверхностью равныхъ температуръ она дастъ подобную же изотерму, вдоль которой температуры вездѣ одинаковы; видъ этой изотермы будетъ только конечно нѣсколько иной, чѣмъ на предыдущей плоскости.

Представимъ себѣ далѣе, что въ пространствѣ построена не одна только такая изотермальная поверхность; будемъ строить такія поверхности напр. чрезъ каждый градусъ или вообще чрезъ нѣкоторое опредѣленное число градусовъ. Тогда въ пересѣченіи ряда такихъ поверхностей съ любою плоскостью получится цѣлая система изолиній; каждая изъ нихъ соотвѣтствуетъ опредѣленной совершенно температурѣ. Получивъ эти линіи, мы, слѣдовательно, вполнѣ знаемъ на плоскости распредѣленіе температуръ; такимъ образомъ является возможность связать на плоскости помощью этихъ линій три независимыя перемѣнныя.

Само собою разумѣется, что подобныя системы поверхностей и линій можно построить для изображенія распредѣленія любого элемента.

Поверхности эти и эти системы изо-линій важны не тѣмъ только, что онѣ даютъ ясное представленіе о пространственномъ распредѣленіи какого угодно элемента; еще важнѣе роль ихъ въ метеорологіи потому, что *онѣ позволяютъ очень часто сразу указать, гдѣ находится центръ, возмущающій нормальное, плавное распредѣленіе даннаго элемента.*

Системы изо-линій чаще всего служатъ для изображенія и изученія горизонтальнаго распредѣленія метеорологическихъ элементовъ на земной поверхности; онѣ наносятся тогда на обыкновенной географической картѣ. Но всегда и неизмѣнно въ этомъ случаѣ значеніе даннаго элемента должно быть отнесено къ нѣкоторой опредѣленной поверхности, напр. къ уровню океана. Если мы имѣемъ изъ непосредственныхъ наблюденій значеніе элемента на разныхъ высотахъ надъ уровнемъ океана, необходимо предварительно эти величины *привести* къ выбранной опредѣленной плоскости,—*къ уровню океана.*

Когда хотятъ связать распредѣленіе элемента по высотѣ или въ глубину съ измѣненіями во времени, системы изо-линій носятъ названіе *изоплетъ*, хотя въ сущности эти системы линій ничѣмъ не отличаются отъ выше указанныхъ изо-линій; нерѣдко изоплетами принято изображать на плоскости сразу и суточный, и годовой ходъ измѣненій различныхъ элементовъ.

Практически построеніе какихъ угодно изо-линій на плоскости основано на томъ предположеніи, что на небольшихъ разстояніяхъ между двумя точками, для которыхъ величины даннаго элемента извѣстны, измѣненія этихъ величинъ можно считать пропорціональными разстояніямъ. Поэтому, имѣя напр. двѣ

точки, въ которыхъ температуры будутъ $13^0.8$ и $16^0.5$, изотерму $+15^0$ проведемъ между ними отъ первой точки на 12/27 полнаго ихъ разстоянія и на 15/27 отъ второй.

8. **Формула Ламберта-Бесселя.** Періодическія измѣненія метеорологическихъ элементовъ совершаются вообще съ такою правильностью въ своихъ повтореніяхъ, что не рѣдко можно ее выразить математически. Такое математическое выраженіе періодичности въ повтореніяхъ нѣкотораго явленія важно потому, что оно даетъ возможность предвычислить время наступленія и величину даннаго явленія; оно служитъ иногда еще указаніемъ на нѣкоторыя важныя, при обыкновенномъ наблюденіи или при выводѣ среднихъ незамѣтныя стороны вопроса. Такъ было напримѣръ съ аналитическимъ выраженіемъ суточнаго хода барометра. Поэтому необходимо познакомиться съ однимъ изъ методовъ гармоническаго анализа,—формулою Ламберта-Бесселя, которою пользуются для математическаго выраженія періодичности нѣкотораго явленія.

Для выраженія существующей въ явленіи періодичности формула Ламберта-Бесселя пользуется тригонометрическими функціями, разлагая неизвѣстную функцію, связывающую наблюдаемыя величины, въ ряды синусовъ. Въ самомъ дѣлѣ,—величина sinx мѣняется, если давать различныя значенія для x, отъ $+1$ при $x = \pi/_2$ до -1 при $x = {}^3/_2\pi$, причемъ она переходитъ чрезъ 0 при $x = 0 = \pi = 2\pi$. Поэтому, если имѣется нѣкоторая величина, значенія которой мѣняются отъ $+A$ до $-A$, гдѣ подъ A разумѣется наибольшее отклоненіе отъ нѣкотораго средняго значенія этой величины, то послѣдовательныя значенія этой величины можно написать въ видѣ

$$y = A\sin x.$$

Давая x различныя значенія отъ 0 до 2π, находимъ, что y будетъ мѣнять свою величину отъ 0 при $x = 0$ до $+A$ при $x = {}^1/_2\pi$, далѣе отъ $+A$ она будетъ убывать до 0 при $x = \pi$, сдѣлается затѣмъ отрицательною и будетъ убывать до $-A$ при $x = {}^3/_2\pi$, послѣ чего снова начнетъ возрастать, приближаясь къ 0 при $x = 2\pi$; послѣ этого всѣ измѣненія y при дальнѣйшемъ увеличеніи x пойдутъ снова въ томъ же порядкѣ. Словомъ всѣ измѣненія y будутъ выражаться кривою линіею,—синусоидою, уравненіе которой и будетъ $y = A\sin x$.

Но предыдущая формула будетъ пригодна только въ томъ случаѣ, когда всѣ измѣненія y совершаются въ обѣ стороны отъ 0. Если же вообще средняя величина y не $= 0$, предыдущее выраженіе придется измѣнить въ

$$y = B + A\sin x,$$

гдѣ B есть именно среднее значеніе y, около котораго эта величина совершаетъ періодическія колебанія въ обѣ стороны до крайнихъ значеній $y = B + A$ при $x = {}^1/_2\pi$, и $B - A$ при $x = {}^3/_2\pi$.

Здѣсь чрезъ x обозначены части *полнаго періода*, который принимается равнымъ 2π; слѣдовательно, если, напр., нужно получить періодическія колебанія какого нибудь элемента въ теченіе сутокъ, то должно принять 2π равнымъ суткамъ и x считать въ частяхъ сутокъ, полагая 1 часъ равнымъ $\frac{2\pi}{24}$ и т. д.; при изученіи годичныхъ періодическихъ колебаній 2π должно принять равнымъ продолжительности года, а 1 мѣсяцъ равнымъ $\frac{2\pi}{12}$ и т. д.

Въ формулѣ $y = B + A\sin x$ для выраженія періодическаго колебанія приходится, однако, еще считаться съ слѣдующимъ обстоятельствомъ; здѣсь $y = B$

при $x = 0 = \pi = 2\pi$ т. е. въ началѣ, срединѣ и концѣ періода,—тогда какъ въ дѣйствительности значенія y могутъ быть равными B не въ эти моменты. Въ формулу придется поэтому ввести еще нѣкоторое измѣненіе; въ самомъ дѣлѣ, $y = B$ при значеніи $x = \pi - C = 2\pi - C$, а при $x = 0$, $y = B + A\sin C$, откуда опредѣлится C, соотвѣтствующее начальной величинѣ y; тогда формула

$$y = B + A\sin\ (C + x)$$

уже вполнѣ выразитъ всѣ дѣйствительныя величины y—такъ, какъ онѣ дѣйствительно мѣняются въ теченіе взятаго періода.

Величины A и C обыкновенно называютъ первую—*амплитудою* періодическаго колебанія, C — *фазою его*. Такимъ образомъ подъ амплитудою должно разумѣть полуразность между наибольшими и наименьшими значеніями нѣкоторой величины y [1]), а фазою—тотъ уголъ, на который придется сдвинуть всю синусоидальную волну для того, чтобы вычисляемая по формулѣ величина y въ началѣ періода соотвѣтствовала дѣйствительно наблюдаемой его величинѣ.

Можетъ, однако, при наблюденіяхъ оказаться,—и это именно имѣетъ мѣсто въ большинствѣ случаевъ, — что періодичность наблюдаемаго явленія будетъ гораздо сложнѣе, и величины, вычисленныя по предыдущей формулѣ, не будутъ соотвѣтствовать дѣйствительности. Для этого-то случая и приходится прибѣгать къ болѣе сложной формѣ періодическихъ колебаній. Ламбертъ указалъ впервые, а затѣмъ Бессель доказалъ строго математически, что любое, періодически повторяющееся явленіе, какъ бы ни былъ прихотливъ и сложенъ видъ колебанія, можетъ быть приведено къ такому виду:

$$y = B + A_1\sin\ (C_1 + x) + A_2\sin\ (C_2 + 2x) + A_3\sin\ (C_3 + 3x) + \ldots$$

Такимъ образомъ любое періодическое явленіе сводится къ комбинаціи ряда періодическихъ колебаній съ постепенно уменьшающимися періодами; изъ формулы этой видно, на самомъ дѣлѣ, что за тотъ періодъ, когда членъ $A_1\sin\ (C_1 + x)$ совершитъ одно полное колебаніе, членъ $A_2\sin\ (C_2 + 2x)$ совершитъ два полныхъ колебанія, претерпитъ измѣненія, соотвѣтствующія двумъ полнымъ періодамъ, ибо въ него вошло удвоенное x, членъ $A_3\sin\ (C_3 + 3x)$ совершитъ три такихъ полныхъ колебанія, соотвѣтствующія тремъ полнымъ періодамъ, и т. д. Чрезъ A_1, A_2, A_3 , . . обозначены амплитуды колебаній, соотвѣтствующихъ послѣдовательнымъ періодамъ, чрезъ C_1, C_2, C_3...—фазы таковыхъ періодовъ. При этомъ оказывается, что въ огромномъ большинствѣ случаевъ для какого угодно періодическаго явленія достаточно принять во вниманіе два первыхъ члена написаннаго ряда; величины, вычисленныя при этомъ условіи, разнятся отъ дѣйствительно наблюдаемыхъ меньше, чѣмъ на погрѣшности наблюденій.

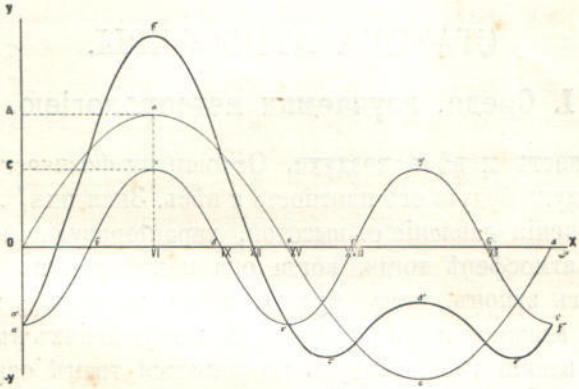
Чтобы на примѣрѣ показать, какъ можно математически рядомъ синусовъ изобразить какое-нибудь сложное періодическое явленіе, допустимъ, что имѣется величина, которая можетъ быть изображена формулою:

$$y = B + A_1\sin\ (C_1 + x) + A_2\sin\ (C_2 + 2x),$$

---

[1]) Необходимо, однако, имѣть въ виду, что въ метеорологической практикѣ уже установилось понятіе объ амплитудѣ, какъ о разности между наибольшей и наименьшей величинами даннаго элемента за изучаемый промежутокъ времени, хотя это—математически не точное опредѣленіе. Въ этомъ послѣднемъ значеніи и употребляется далѣе вездѣ понятіе объ амплитудѣ.

и что $C_1 = 0$, $C_2 = {}^3/_2\pi$. Тогда можно графически представить всѣ измѣненія величины y слѣдующимъ образомъ. Положимъ еще для упрощенія, что и $B = 0$, и станемъ откладывать величины y по ординатамъ, а x условимся откладывать по абсциссамъ прямолинейной, прямоугольной системы координатъ. Будемъ сначала (черт. 5) откладывать значенія y, вычисленныя изъ выраженія $A_1 \sin x$, давая x всѣ значенія отъ 0 до 2π. На графикѣ получится синусоида 0abcd, если положить, что $0A = A_1$. Точно также, полагая $A_2 = 0C$, отложимъ затѣмъ



Черт. 5. Сложеніе періодическихъ колебаній.

значенія y, вычисленныя изъ выраженія $A_2 \sin ({}^3/_2\pi + 2x)$, — какъ будто бы y мѣнялся только по этому второму выраженію; получимъ вторую синусоиду a′ b′ c′ d′ e′ f′ g′ h′ i′, которая за тотъ же промежутокъ x совершитъ два полныхъ періода измѣненій и будетъ относительно первой синусоиды сдвинута на такую величину ея періода, что ея значеніе, соотвѣтствующее $x = 0$, будетъ $y = 0a' = A_2$. Но очевидно, что окончательная величина y будетъ сумма ординатъ обѣихъ синусоидъ съ одиночнымъ и двойнымъ періодомъ измѣненій. Суммируя геометрически ординаты обѣихъ синусоидъ, — какъ результатъ ихъ сложенія мы получимъ кривую линію a″ b″ c″ d″ e″ f″, которая и есть дѣйствительная величина y изъ выраженія

$$y = A_1 \sin x + A_2 \sin ({}^3/_2\,\pi + 2x).$$

Такимъ образомъ очевидно, что эта послѣдняя сложная кривая a″ b″ c″ d″ e″ f″ въ свою очередь и обратно можетъ быть разложена на двѣ первоначальныя синусоиды.

СТАТИКА АТМОСФЕРЫ.

I. Среда, изучаемая метеорологіею.

9. **Плотность и вѣсъ воздуха.** Основными физическими величинами для воздуха будутъ его плотность и вѣсъ. Зная ихъ, легко найти законъ измѣненія давленія съ высотой, характеризующій поле силы тяжести въ атмосферѣ тогда, когда она находится въ равновѣсіи; а, имѣя этотъ законъ, намъ будетъ легко изучить и термическое поле, и поле влажности при подобныхъ же условіяхъ въ атмосферѣ.

Какъ и всякій газъ, воздухъ подчиняется тремъ основнымъ законамъ: — закону Бойля-Маріотта, закону Гей-Люссака и закону Дальтона. По первому закону *объемы газа при неизмѣнной температурѣ обратно пропорціональны упругости*; слѣдовательно, называя упругость нѣкотораго объема воздуха чрезъ p, объемъ — чрезъ v, а затѣмъ, когда упругость измѣнится въ p_1, — объемъ черезъ v_1, имѣемъ соотношеніе $p : p_1 = v_1 : v$, или $pv = p_1 v_1 = \text{Const.}$ при какихъ угодно измѣненіяхъ того или другого, лишь бы температура данной массы воздуха осталась при этихъ измѣненіяхъ постоянной. По второму закону — *объемы газа прямо пропорціональны абсолютнымъ температурамъ* (считая за абсолютный нуль температуру въ — 273^0), если газъ расширяется безъ измѣненія упругости, или *упругости пропорціональны абсолютнымъ температурамъ*, если газъ ~~расширяется~~ безъ измѣненія объема. Наконецъ, по закону Дальтона *упругость смѣси газовъ равна суммѣ парціальныхъ давленій смѣшивающихся частей.*

Примѣняя эти законы, можно найти плотность и вѣсъ воздуха при какихъ угодно условіяхъ. Плотность т. е. масса единицы объема δ для воздуха при нѣкоторой температурѣ t и нѣкоторой упругости или, что—тоже, при нѣкоторомъ давленіи p будетъ

$$\delta_{t,p} = \delta_0 \times \frac{p}{760} \times \frac{1}{1 + at},$$

гдѣ a — коэффиціентъ расширенія воздуха, равный $\frac{1}{273} = 0.00367$, а δ_0 — плотность сухого, обезпыленнаго воздуха

при 0^0 и давленіи 760 мм.; при этихъ условіяхъ она будетъ 0.001293.

Вѣсъ единицы объема воздуха т. е. сила, съ которой масса единицы объема притягивается землею подъ дѣйствіемъ силы тяжести, будетъ

$$S = \delta_{t,p} \times g,$$

гдѣ g—ускореніе силы тяжести въ мѣстѣ наблюденія.

Въ дѣйствительности воздухъ всегда болѣе или менѣе влаженъ т. е. содержитъ водяные пары. По закону Дальтона — для смѣси газовъ упругость есть сумма упругостей составныхъ частей. Поэтому, если упругость паровъ, ненасыщающихъ пространство, равна e, то въ массѣ влажнаго воздуха для единицы объема (при упругости смѣси p) масса сухого воздуха будетъ

$$L = \delta\left(\frac{p-e}{p}\right),$$

а масса паровъ—

$$D = \Delta\frac{e}{p} = 0.622\delta\frac{e}{p},$$

гдѣ Δ — плотность паровъ, равная $0.622\,\delta$. Общая масса смѣси въ единицѣ объема будетъ состоять изъ массы сухого воздуха и массы водяного пара, т. е.

$$d = L + D = \delta\left(\frac{p-e}{p}\right) + 0.622\delta\frac{e}{p} =$$

$$= \delta\left(\frac{p-e}{p} + 0.622\frac{e}{p}\right) = \delta\left(1 - 0.378\frac{e}{p}\right) = \frac{\delta}{p}\left(p - 0.378e\right).$$

Поэтому плотность влажнаго воздуха при температурѣ t и упругости p будетъ

$$d_{tp} = \delta_{tp}\left(\frac{p-0.378e}{p}\right)$$

или

$$d_{t,p} = 0.001293 \times \frac{p-0.378e}{760} \times \frac{1}{1+at.}$$

а вѣсъ единицы объема будетъ:

$$S = d_{t,p} \times g = 0.001293 \times \frac{p-0.378e}{760} \times \frac{1}{1+at.}\,g.$$

Чтобы найти полное выраженіе для вѣса воздуха, надо имѣть въ виду, что ускореніе силы тяжести g, вслѣдствіе вліянія центробѣжной силы отъ вращенія земли вокругъ оси, зависитъ отъ широты мѣста; оно уменьшается, кромѣ того, по мѣрѣ увеличенія высоты пункта надъ поверхностью земли. Изслѣдованія показываютъ, что, если принять за норму g подъ широтой 45^0, то

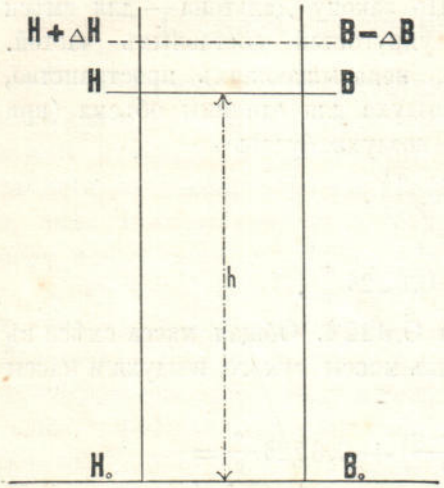
$$g = g_{45}\,(1 - 0.0026\ \mathrm{Cos}\ 2\varphi) \times (1 - \beta z),$$

гдѣ φ—широта мѣста, а z—его высота надъ уровнемъ моря; β—постоянный коэффиціентъ. Такимъ образомъ окончательное выраженіе для S будетъ:

$$S = 0.001293 \times \frac{p - 0.378e}{760} \times \frac{1}{1 + at} \times$$

$$\times (1 - 0.0026 \text{ Cos } 2\varphi) \times (1 - \beta z) \; g_{45}.$$

10. **Законъ измѣненія давленія съ высотой.** Упругость атмосферы, окружающей земной шаръ, должна постепенно убывать по мѣрѣ удаленія отъ земной поверхности. Для изслѣдованія закона уменьшенія давленія съ высотой предположимъ, что въ нѣкоторомъ опредѣленномъ мѣстѣ земной поверхности выдѣленъ изъ всей толщи атмосферы столбъ воздуха съ сѣченіемъ въ 1 кв. см., опирающійся на поверхность почвы; пусть въ избранномъ пунктѣ давленіе, измѣряемое столбомъ ртути въ барометрѣ, равно B_0, а высота этого пункта надъ уровнемъ моря равна H_0. Если теперь пересѣчь на нѣкоторой высотѣ h надъ поверхностью земли этотъ столбъ воздуха (черт. 6) горизонтальною плоскостью, то здѣсь давленіе будетъ уже меньшее, напр. B, а высота надъ уровнемъ моря большая, H. При поднятіи еще на весьма малую высоту $H + \Delta H$, давленіе измѣнится на весьма малую величину,—именно уменьшится на вѣсъ столба воздуха высоты ΔH; пусть оно будетъ $B - \Delta B$. Знакъ— придется написать потому, что давленіе съ высотою уменьшается. Разность ΔB, очевидно, будетъ равна вѣсу этого столба воздуха т. е.



Черт. 6. Измѣненіе давленія съ высотою.

$$-\Delta B = S \times \Delta V = S \times \Delta H,$$

гдѣ S — вѣсъ единицы объема, а ΔV — объемъ разсматриваемой части столба. Такъ какъ вѣсъ S можно считать пропорціональнымъ упругости, то можно написать, что $S = kB$; т. е. $-\Delta B = k \times B \times \Delta H$, гдѣ k—нѣкоторый коэффиціентъ пропорціональности.

Переходя къ безконечно малымъ измѣненіямъ B и H, получимъ изъ предыдущаго уравненія

$$-db = k \times b \times dh; \quad dh = -\frac{1\,db}{k\,b}.$$

Распространяя этотъ законъ на весь столбъ воздуха отъ высоты H_o до высоты H, интегрируемъ написанное уравненіе въ предѣлахъ отъ H_o до H и отъ B_o до B. Мы имѣемъ:

$$\int_{H_o}^{H} dh = -\frac{1}{k}\int_{B_o}^{B}\frac{db}{b}$$

или

$$H - H_o = -\frac{1}{k}\left(Lg\,B - Lg\,B_o\right) = \frac{1}{k}\left(Lg\,B_o - LgB\right).$$

Но, такъ какъ $H - H_o = h$, — то

$$h = \frac{1}{k}Lg\frac{B_0}{B}.$$

Здѣсь логариѳмъ—Нэперовскій, натуральный (съ основаніемъ e). Написанное выраженіе и есть окончательный законъ измѣненія давленія съ высотой, который говоритъ, что *при возрастаніи высотъ въ ариѳметической прогрессіи давленія убываютъ въ геометрической.*

Переходя отъ Нэперовыхъ логариѳмовъ къ обыкновеннымъ, десятичнымъ логариѳмамъ и помня, что

$$Lg\frac{B_0}{B} = \frac{1}{Mod.} \times lg\frac{B_0}{B},$$

имѣемъ

$$h = 1/k \times \frac{1}{Mod.} \times lg\frac{B_0}{B}.$$

Зная теперь величину $k = \frac{S}{B}$ и величину S изъ предыдущаго, подставимъ всѣ эти величины въ написанное выраженіе; мы получимъ:

$$h = \frac{1}{Mod} \times lg\frac{B_0}{B} \times$$

$$\times \frac{B}{0.001293\,\frac{1}{1 \times at} \times \frac{P - 0.378e}{P_0\ (=760)}\,(1 - 0.0026\cos 2\varphi)\,(1 - \beta z)\,g_{45}}.$$

Отсюда, выполняя дѣленіе и ограничиваясь въ частномъ первыми членами (остальными по ихъ малости можемъ пренебрегать), мы имѣемъ:

$$h = \frac{760 \times B}{Mod. \times 0.001293 \times g_{45} \times p}\left(1 + at\right)\left(1 + 0.378\,\frac{e}{p}\right)$$
$$\left(1 + 0.0026\cos 2\varphi\right)\left(1 + \beta z\right) lg\frac{B_0}{B}.$$

Теперь, полагая въ первомъ множителѣ B = p и подставляя вмѣсто Mod. и g_{45} ихъ величины, получаемъ:

$$h = 18401.2\left(1 + at\right) \times \left(1 + 0.378\,\frac{e}{p}\right) \times$$
$$\times \left(1 + 0.0026\cos 2\varphi\right)\left(1 + \beta z\right) lg\frac{B_0}{B}.$$

Здѣсь h выражено въ метрахъ, давленіе — въ миллиметрахъ, t — средняя температура всего столба воздуха отъ H_0 до H, e — средняя влажность этого столба, p — среднее давленіе. Такимъ образомъ получается извѣстная *гипсо-*

метрическая формула Рюльмана. Зная распредѣленіе температуры и влажности по вертикали, можно съ помощью этой формулы отъ давленія на нѣкоторой высотѣ перейти къ любому слою, лежащему на h метровъ выше или ниже.

Если проанализировать эту формулу на примѣрахъ, то легко убѣдиться, что, не стремясь къ особой точности, можно ограничиться только температурнымъ множителемъ; погрѣшности отъ пренебреженія другими множителями—меньше погрѣшностей отъ незнанія точнаго распредѣленія температуры въ данномъ столбѣ воздуха. А тогда

$$h = 18401.2 \left(1 + a \frac{t_1 + t_0}{2}\right) \lg \frac{B_0}{B}$$

т. е. можно вычислить давленіе на разныхъ высотахъ, принимая во вниманіе только среднюю температуру столба воздуха.

Если подставить въ формулу тѣ данныя, которыя въ настоящее время имѣются относительно температуръ на большихъ высотахъ, то, предполагая, что воздухъ вполнѣ слѣдуетъ закону Бойля—Маріотта, по сдѣланнымъ разсчетамъ оказывается, что на различныхъ высотахъ давленіе будетъ:

Высота въ км.	0	10	20	30	40	50	100	300
Давленіе въ мм.	760	217	51	9.3	1.24	0.11	0.0012	35×10^{-17}.

11. Высота атмосферы; составъ ея на различныхъ высотахъ. Надъ вопросомъ о высотѣ атмосферы работали много. Старыя непосредственныя наблюденія и вычисленія, основанныя на явленіяхъ зари и теоретическихъ соображеніяхъ, даютъ очень разнорѣчивый отвѣтъ; по нимъ высота атмосферы должна колебаться въ предѣлахъ 7 — 60 клм. Приведенный выше разсчетъ по формулѣ Рюльмана во всякомъ случаѣ показываетъ, что еще на высотѣ 100 клм. существуетъ атмосфера такой упругости, которую можно измѣрить. Нѣкоторыя наблюденія заставляютъ, однако, думать, что еще и выше,—на высотѣ 200—300 клм., существуетъ атмосфера достаточной упругости. Наблюденія надъ падающими звѣздами и болидами показываютъ на самомъ дѣлѣ, что эти тѣла, попадая въ земную атмосферу, начинаютъ свѣтиться на высотѣ 200 — 300 клм.; слѣдовательно на этихъ высотахъ упругость воздуха еще такова, что способна вызвать накаливаніе болидовъ. Наблюденія надъ сѣверными сіяніями показываютъ также, что на высотѣ до 200 клм. существуетъ атмосфера, дѣлающая возможными здѣсь электрическіе разряды.

Послѣ изверженія въ 1883 году вулкана Кракатоа наблюдались по всей Европѣ и Азіи на ночномъ небѣ свѣтящіяся фосфорическимъ свѣтомъ серебристыя облака, обязанныя своимъ происхожденіемъ вулканическому пеплу, поднятому на большія высоты. Измѣряя высоты этихъ облаковъ, нашли, что они плаваютъ на высотѣ въ среднемъ 83 клм.; въ отдѣльныхъ случаяхъ высота ихъ достигала 150 км.

Ханнъ указалъ еще на фактъ, дающій понятіе о высотѣ атмосферы. 26 января 1888 года производились очень тщательныя наблюденія надъ луннымъ затменіемъ. Былъ точно вычисленъ моментъ, когда луна должна войти въ земную тѣнь и свѣтъ луны долженъ быстро померкнуть. Наблюденія показали однако, что еще за 3 мин., по крайней мѣрѣ, до вычисленнаго времени свѣтъ луны сталъ слабѣть, что̀ было вызвано поглощеніемъ свѣта земной атмосферой. По разсчету, который можно сдѣлать, основываясь на этомъ фактѣ, выходитъ, что на высотѣ 300 клм. атмосфера обладаетъ еще замѣтною поглощательною способностью.

Всѣ эти наблюденія показываютъ, что на высотѣ до 300 клм. дѣйствительно есть еще атмосфера, упругость которой можетъ быть измѣрена.

О какой либо границѣ атмосферы едва ли можно говорить. Кинетическая теорія газовъ заставляетъ думать, что такой границы и быть не можетъ и что атмосфера плавно переходитъ въ междупланетное пространство. Спектральный анализъ подтверждаетъ, что въ междупланетномъ пространствѣ найдены тѣ же газы, которые встрѣчаются у земной поверхности.

Воздухъ по своему составу—механическая смѣсь различныхъ газовъ; количество этихъ различныхъ газовъ въ смѣси очень неодинаково. Анализы показали, что 21% этой смѣси (по объему) приходится на долю кислорода, 78% на долю азота, 1% аргона, 0.03%—на углекислоту. Смѣсь содержитъ далѣе слѣды цѣлаго ряда другихъ, недавно открытыхъ газовъ: гелія, неона, криптона, ксенона, метаргона; затѣмъ въ смѣси—всегда на лицо въ перемѣнныхъ, но весьма малыхъ количествахъ слѣды окисловъ азота, перекиси водорода, озона, амміака и др. газообразныхъ соединеній. Въ смѣси всегда и вездѣ содержится также въ перемѣнныхъ количествахъ водяной паръ, а иногда и жидкая, и твердая вода. А затѣмъ воздухъ всегда содержитъ еще цѣлый рядъ примѣсей органическаго или минеральнаго происхожденія; объ этихъ примѣсяхъ, играющихъ важную роль въ круговоротѣ энергіи въ атмосферѣ, будетъ подробнѣе рѣчь дальше. Наблюденія говорятъ, что указанный выше составъ атмосферы вблизи земной поверхности и вообще до тѣхъ высотъ, до которыхъ удалось достигнуть человѣку, остается близко одинаковымъ.

Можно, однако, и теоретически подойти къ вопросу о составѣ воздуха на различныхъ разстояніяхъ отъ земной поверхности, исходя изъ формулы Рюльмана. Такъ какъ распредѣленіе давленія по вертикали, согласно этой формулѣ, прямо зависитъ отъ плотности газа, и, чѣмъ плотнѣе газъ, тѣмъ быстрѣе будетъ оно убывать, то изъ формулы Рюльмана прямо слѣдуетъ, что и составъ атмосферы на различныхъ высотахъ не будетъ одинаковымъ, какъ у поверхности земли. Если разсчитать по закону Дальтона парціальное давленіе составныхъ частей атмосферы у поверхности земли и затѣмъ убываніе давленія съ высотой для каждой изъ этихъ составныхъ частей, то по формулѣ Рюльмана можно прямо вычислить количество составныхъ частей на любой высотѣ [1]).

Одну изъ примѣсей, постоянно въ большемъ или меньшемъ количествѣ находящихся въ воздухѣ, составляютъ, какъ упоминалось уже неоднократно, минеральныя и органическія вещества, въ крайне размельченномъ состояніи поднимаемыя съ поверхности земли воздушными теченіями (вѣтромъ) и въ силу своей малости и легкости долгое время остающіяся въ воздухѣ во взвѣшенномъ состояніи (суспендированныя). Изслѣдованія показываютъ, что этимъ путемъ въ атмосферу заносятся и въ ней поддерживаются на высотахъ до

---

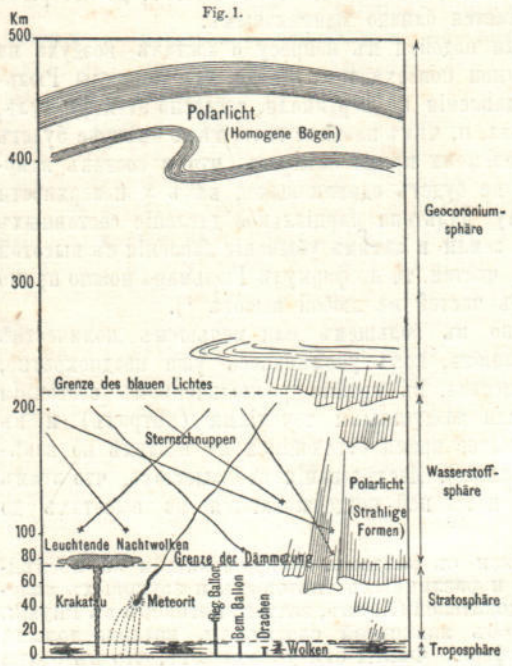
[1]) Подобные разсчеты въ связи съ фактами, обнаруженными за послѣднее время относительно состава и различныхъ свѣтовыхъ и звуковыхъ явленій въ атмосферѣ, привели изслѣдователей (Ханнъ, затѣмъ Вегенеръ въ Physik. Zeitschr. 1911) къ заключенію объ извѣстной слоистости, которая должна обнаружиться въ составѣ атмосферы. Факты эти указываютъ, что въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы содержаніе свободнаго водорода, только въ минимальныхъ дозахъ обнаруживаемаго вблизи земной поверхности, должно увеличиться; приходится сверхъ того допустить здѣсь присутствіе еще болѣе легкаго, чѣмъ водородъ, газа—геокоронія, обусловливающаго въ спектрѣ высокихъ сѣверныхъ сіяній линіи вещества, до сихъ поръ вблизи земной поверхности не найденнаго, но несомнѣнно существующаго въ солнечной коронѣ и дру-

4.000 метровъ, а иногда и много выше самыя разнообразныя минеральныя частицы или органическія вещества.

гихъ небесныхъ тѣлахъ. Тогда составъ атмосферы съ измѣненіемъ высоты надъ земной поверхностью согласно формулѣ Рюльмана можетъ быть представленъ слѣдующею таблицею.

Высоты въ км. н. у. м.	Давленіе въ мм.	Азотъ	Кислородъ	Аргонъ	Гелій	Водородъ	Геокоронiй
			въ объемныхъ		%%.		
0	760	78.1	20.9	0.94	0.0005	0.0033	0.00058
20	41.7	85	15	0	0	0	0
40	1.92	88	10	—	0	1	0
60	0.106	77	6	—	1	12	5
80	0.019	21	1	—	4	55	19
100	0.013	1	0	—	4	67	29
140	0.009	0	—	—	2	62	36
200	0.006	—	—	—	1	50	50
300	0.003	—	—	—	0	29	71
400	0.002	—	—	—	—	15	85
500	0.002	—	—	—	—	7	93

Такъ какъ газы атмосфернаго воздуха имѣютъ различную плотность, то вмѣстѣ съ измѣненіемъ состава должна мѣняться на разныхъ высотахъ скачками и плотность атмосферы. Въ связи съ приведенною таблицею поэтому строеніе атмосферы, по Вегенеру, можно представить себѣ схематически такимъ образомъ, какъ это представлено на черт. 7. До высоты 11 км. простирается слой, сравнительно богатый кислородомъ, въ которомъ массы воздуха очень хорошо перемѣшиваются восходящими и нисходящими потоками, гдѣ имѣетъ мѣсто по преимуществу массовое образованіе облаковъ и совершаются главнѣйшіе процессы круговорота солнечной энергіи, обусловливающіе погоду,—слой, которому даютъ названіе *тропосферы*. Надъ нимъ до высоты 75 км.—*стратосфера*,—слой съ преобладающимъ содержаніемъ азота. Далѣе слой съ преобладающимъ содержаніемъ водорода до высоты около 210 км.; это—слой сѣверныхъ сіяній въ формѣ лучей или драпировокъ, свѣтящихся ночныхъ облаковъ и слой загоранія метеоритовъ при вступленіи ихъ въ земную атмосферу. Надъ этимъ слоемъ—атмосфера геокоронія,—слой очень высокихъ сѣверныхъ сіяній въ формѣ дугъ и лентъ.



Черт. 7. Строеніе атмосферы по Вегенеру.

Въ непосредственныхъ наблюденіяхъ имѣются факты, довольно опредѣленно и наглядно подтверждающіе это разслоеніе атмосферы. Такъ наблюденія

Эти примѣси, не смотря на сравнительно очень небольшія ихъ количества по отношенію къ содержащей ихъ массѣ воздуха, играютъ, однако, очень существенную роль при круговоротѣ энергіи въ атмосферѣ. Ихъ присутствіе наравнѣ съ тѣмъ или инымъ путемъ образовавшимися въ атмосферѣ частицами жидкой воды прежде всего уменьшаетъ прозрачность воздуха и изъ весьма прозрачной, однородной среды превращаетъ его въ *среду мутную*, т.-е. такую, въ которой вслѣдствіе присутствія въ ней непрозрачныхъ очень малыхъ тѣлъ потокъ лучистой энергіи претерпѣваетъ не только значительное поглощеніе, но и рядъ неправильныхъ отраженій. Поглощая лучистую энергію, эти непрозрачныя частицы не только нагрѣваются сами, но полученную ими и превращенную въ тепловую энергію затѣмъ еще и передаютъ путемъ теплопроводности окружающимъ ихъ массамъ воздуха.

Еще важнѣе то обстоятельство, что, какъ показали изслѣдованія Айткена и за нимъ другихъ ученыхъ, эти твердыя частицы служатъ центрами для конденсаціи атмосферныхъ паровъ. Совокупность всѣхъ изслѣдованій приводитъ къ тому заключенію, что воздухъ, лишенный совершенно взвѣшенныхъ въ немъ твердыхъ частицъ, можетъ быть иногда переохлажденъ значительно ниже той температуры, при которой онъ насыщенъ даннымъ количествомъ паровъ, въ немъ находящихся, и конденсація, однако, не наступаетъ. Стоитъ только въ такой воздухъ ввести нѣкоторое количество микроскопически-малыхъ твердыхъ частицъ,—и конденсація наступаетъ тотчасъ же. Исходя изъ этихъ изслѣдованій, приходится заключить, что вообще въ насыщенномъ воздухѣ для конденсаціи паровъ, если и не безусловно необходимо, то всегда значительно ее облегчаетъ присутствіе микроскопически-малыхъ твердыхъ частицъ, являющихся какъ бы *центрами* или *ядрами конденсаціи*, на которыхъ именно легче всего и прежде всего образуется жидкая вода въ видѣ микроскопически-малыхъ капелекъ.

Нѣтъ надобности говорить еще о значеніи этихъ примѣсей въ воздухѣ для всевозможныхъ процессовъ органической жизни,—процессовъ, которые (—какъ броженіе, гніеніе и т. п.) иногда только и развиваются подъ вліяніемъ дѣятельности этихъ органическихъ примѣсей воздуха.

Толчкомъ для работъ и наблюденій надъ составомъ воздуха именно въ этомъ направленіи, давшихъ богатые и чрезвычайно поучительные результаты, послужили изслѣдованія Айткена, воспользовавшагося для опредѣленія количества подобныхъ примѣсей въ воздухѣ оригинальнымъ методомъ, къ которому и до сихъ поръ прибѣгаютъ при подобнаго рода наблюденіяхъ.

Сущность метода Айткена—охлажденіе насыщеннаго воздуха, сопровождаемое конденсаціею паровъ, увлекающихъ при этомъ вмѣстѣ съ собою и содер-

---

надъ температурою высокихъ слоевъ воздуха, какъ будетъ это указано въ своемъ мѣстѣ, показываютъ, что на высотѣ 11 км.,—на границѣ между тропосферою и стратосферою,—совершенно мѣняется рѣзкимъ скачкомъ законъ, по которому происходитъ измѣненіе температуры съ высотою. Около 75 км.,—на границѣ стратосферы и слоя съ преобладаніемъ водорода,—совершенно мѣняется законъ, по которому происходитъ отраженіе солнечныхъ лучей отъ молекулъ газа; всѣ измѣренія высоты атмосферы по явленіямъ зари опредѣленно даютъ высоту именно около 75 км. На той же почти высотѣ, какъ уже упомянуто, наблюдаются свѣтящіяся ночныя облака. Наконецъ по нѣкоторымъ явленіямъ вечерней зари можно опредѣлить, что послѣднія доли отражаемыхъ или разсѣиваемыхъ атмосферою солнечныхъ лучей испытываютъ именно это отраженіе на границѣ слоевъ преобладающихъ водорода и геокоронія,—около 215 км.

жащіяся въ воздухѣ твердыя частицы. Самый приборъ Айткена представлялъ собою цилиндрическій сосудъ, при помощи тройного крана соединявшійся или съ небольшимъ разрѣжающимъ насосомъ, или съ наружнымъ воздухомъ. На крышку сосуда помѣщался достаточно сильный микроскопъ; а дно сосуда составляла разграфленная на квадратные миллиметры стеклянная пластинка. Стѣнки сосуда выложены были смоченною пропускною бумагою, что позволяло быстро доводить впущенный въ приборъ объемъ воздуха до насыщенія водяными парами. Тогда, соединяя приборъ съ насосомъ и быстро разрѣжая воздухъ, можно было, заставляя его такимъ образомъ расширяться и вслѣдствіе расширенія охлаждаться, довести насыщенные пары охлажденіемъ до конденсаціи; водяныя капельки, при этомъ образовавшіяся, падали на стеклянное дно прибора; а микроскопъ позволялъ сосчитать число осѣвшихъ на каждый кв. мм. капелекъ. При этомъ микроскопъ всегда обнаруживалъ внутри капелекъ присутствіе мелкихъ пылинокъ. Повторнымъ расширеніемъ и конденсаціею можно было достигнуть достаточно полнаго выпаденія вмѣстѣ съ водою и пылинокъ изъ воздуха; при этомъ конденсація наступала все труднѣе и труднѣе. Тогда достаточно было впустить въ приборъ опредѣленную порцію свѣжаго воздуха и снова повторить опытъ, чтобы конденсація опять дала капли воды на стеклянной пластинкѣ; число капель, измѣренное микроскопомъ на каждомъ кв. мм., давало содержаніе пыли во впущенномъ объемѣ воздуха.

Изслѣдованія, произведенныя методомъ Айткена, показали, что содержаніе минеральной и органической пыли въ воздухѣ колеблется въ зависимости отъ высоты мѣста наблюденія (чѣмъ выше мѣсто, тѣмъ чище воздухъ, т.-е. тѣмъ меньше въ немъ примѣсей), отъ влажности (чѣмъ суше воздухъ, тѣмъ онъ богаче пылью), отъ направленія вѣтра (вѣтеръ съ моря бѣднѣе, вѣтеръ съ суши богаче пылью; такое же соотношеніе для горнаго и долиннаго вѣтровъ; послѣ хорошаго дождя, особенно послѣ обильнаго снѣга оно наименьшее) и т. д. При систематическихъ изслѣдованіяхъ количество пыли въ воздухѣ обнаруживаетъ довольно правильныя періодическія измѣненія въ теченіе сутокъ и года.

Чтобы показать, съ какими величинами при этомъ приходится имѣть дѣло, можно привести слѣдующія цифры, которыя даютъ количество пыли въ 1 куб. см. воздуха; при одномъ рядѣ изслѣдованій оно оказалось:

на открытомъ мѣстѣ послѣ ночного дождя	32000
на открытомъ мѣстѣ послѣ ясной, сухой погоды . .	130000
въ комнатѣ съ 2 газовыми рожками:	
на разстояніи 1.2 м. отъ пола	1860000
» » 1.2 м. отъ потолка	5420000
въ воздухѣ надъ пламенемъ Бунзеновой горѣлки. . .	3000000

Взгляды, проведенные Айткеномъ, за послѣднее время подверглись существенному дополненію и измѣненію. Примѣненіе къ процессамъ конденсаціи паровъ современныхъ методовъ изслѣдованія привело изслѣдователей къ заключенію, что конденсація паровъ можетъ происходить и въ обезпыленномъ, но іонизированномъ воздухѣ. Іоны,—особенно отрицательные,—оказались настоящими ядрами конденсаціи, безъ которыхъ нѣтъ и этого процесса. Къ этому вопросу придется, впрочемъ, еще вернуться неоднократно въ соотвѣтствующихъ главахъ, когда придется изучать конденсацію паровъ и особенно электрическое поле атмосферы.

12. **Теплопроводность, теплоемкость и прозрачность атмосферы.** Изъ физическихъ свойствъ воздуха для метеорологіи играютъ крайне важную роль его чрезвычайно малыя теплопроводность и объемная теплоемкость, огромная прозрачность для лучистой энергіи и подвижность.

Если бы можно было устранить потоки воздуха, то передача тепловой энергіи отъ нагрѣтаго тѣла въ массу воздуха совершалась бы необычайно медленно. Коэффиціентъ внутренней теплопроводности для воздуха равняется 0.000053, т. е. слоемъ воздуха въ 1 см. толщины передается количество тепловой энергіи, въ 20000 разъ меньшее того количества, которое передается слоемъ мѣди равной толщины, и въ 3000 разъ меньшее передаваемаго равнымъ же слоемъ воды—при одной и той же разности температуръ.

Что касается теплоемкости воздуха, то, какъ извѣстно, количество тепловой энергіи, нужное для нагрѣванія единицы массы воздуха на 1^0, будетъ различно въ зависимости отъ того, будетъ ли воздухъ при нагрѣваніи расширяться или нѣтъ; въ первомъ случаѣ теплоемкость сухого воздуха будетъ 0.237, во второмъ 0.168. Если принять при этомъ во вниманіе очень малую по сравненію съ твердыми и жидкими веществами, составляющими внѣшнюю оболочку (дневную поверхность) земного шара, плотность воздуха, то очевидно, что затрачиваемое на нагрѣваніе единицы объема воздуха на 1^0 при атмосферныхъ условіяхъ количество тепловой энергіи по сравненію напр. съ водой будетъ очень невелико. Для нагрѣванія 1 куб. сантиметра воздуха при 0^0 и 760 мм. давленія безъ измѣненія упругости придется затратить въ 3250 разъ почти меньше теплоты, чѣмъ для нагрѣванія 1 куб. см. воды при тѣхъ же условіяхъ, въ 1700 разъ меньше, чѣмъ для нагрѣванія того же объема кварцеваго песка, въ 1950 разъ меньше, чѣмъ для нагрѣванія торфа.

При весьма большой прозрачности для лучистой энергіи вообще воздухъ обладаетъ избирательнымъ поглощеніемъ (избирательною абсорбціею), поглощая въ сравнительно большихъ количествахъ только нѣкоторые опредѣленные лучи. Изслѣдованія Егорова, Жансена и др. показали, что нѣкоторыя темныя Фраунгоферовы линіи солнечнаго спектра принадлежатъ несомнѣнно массѣ земной атмосферы: ихъ интензивность ясно мѣняется съ толщиною проходимаго солнечнымъ лучемъ слоя атмосферы. Но помимо избирательной абсорбціи воздухъ обнаруживаетъ и общее поглощеніе для различныхъ сортовъ пронизывающихъ его лучей; поглощеніе это оказывается наибольшимъ для лучей короткой длины волны, наименьшимъ для лучей большой длины волны.

Въ обыкновенно наблюдаемомъ нами воздухѣ задерживается, какъ уже упоминалось, нѣкоторое количество лучистой энергіи или самимъ воздухомъ, или плавающими въ немъ частицами. Изучая солнечную радіацію, придется познакомиться съ цифрами, характеризующими воздухъ въ этомъ отношеніи. Теперь же умѣстно только указать, что вслѣдствіе такой диффузіи лучистой энергіи въ воздухѣ мы видимъ небесный сводъ, и именно—окрашеннымъ въ ярко-голубой цвѣтъ.

Лордъ Рэлэй (Rayleigh) показалъ, что количество свѣта, разсѣиваемаго взвѣшенными въ мутной средѣ частицами, должно быть пропорціонально четвертой степени длины волны свѣтового луча. Количество свѣта, доходящаго въ такой мутной средѣ до глаза наблюдателя отъ какого-либо элементарнаго объема воздуха, зависитъ отъ разсѣянія, которому лучи подверглись въ этомъ элементарномъ объемѣ, и отъ потери, которую они претерпѣли на пути отъ этого объема до глаза наблюдателя. Эта потеря, вполнѣ аналогичная поглощенію, вызвана разсѣяніемъ свѣта отъ частицъ, встрѣчаемыхъ по пути, а потому она должна быть обратно пропорціональна четвертой степени длины волны луча. Тогда, по Рэлэю, обозначая чрезъ J_λ интензивность лучей съ длиною волны λ, дошедшихъ до глаза наблюдателя отъ нѣкотораго объема воздуха, чрезъ J_0—интензивность тѣхъ же лучей, разсѣиваемыхъ этимъ элементомъ въ данномъ направленіи, z—разстояніе, пройденное лучами,—

$$J_\lambda = J_0 e^{-\frac{mz}{\lambda^4}};$$

здѣсь m—постоянная, зависящая только отъ размѣровъ и числа разсѣивающихъ лучи частицъ. Въ свою очередь и J_0 будетъ обратно пропорціонально четвертой степени λ т. е. $J_0 = B/\lambda^4$. Ясно, что при данныхъ z и m отсюда можно разсчитать J_λ для лучей различной длины волны. Полагая размѣры частицъ очень малыми сравнительно съ длинами волны, Рэлэй получилъ для интензивности различныхъ разсѣиваемыхъ лучей, если допустить, что на разсѣивающія частицы падаетъ бѣлый свѣтъ и для темнокрасныхъ лучей $J = 1$, для разныхъ частей спектра, характеризуемыхъ главнѣйшими Фраунгоферовыми линіями, слѣдующія числа:

	J		J		J
A	1,00	D	2,80	F	6,04
B	1,51	E	4,37	G	9,78
C	1,82	b	4,73	H	13,59

т. е. фіолетовыхъ лучей пройдетъ въ $13^1/_2$ разъ, голубыхъ въ 10 разъ больше, чѣмъ красныхъ.

Если бы число частицъ въ воздухѣ возрасло и размѣры ихъ увеличились, сейчасъ же уменьшается количество лучей, болѣе преломляемыхъ, увеличивается число лучей, менѣе преломляемыхъ, и свѣтъ, доходящій до наблюдателя, получаетъ отъ этого какъ бы значительную примѣсь бѣлаго.

Вблизи солнца или луны видъ неба будетъ нѣсколько другой; здѣсь, прямо на пути лучей, окраска неба будетъ иною, такъ какъ она опредѣляется здѣсь уже не диффузнымъ свѣтомъ, а тѣми лучами, которые пройдутъ непоглощенными чрезъ воздухъ,—главнымъ образомъ лучами сравнительно большой длины

волны (красный конецъ спектра); поэтому и небо вблизи солнца и луны всегда окрашено въ красновато-желтый цвѣтъ, и красная окраска тѣмъ интензивнѣе, чѣмъ толще слой атмосферы, проходимый лучами.

II. Источники энергіи въ атмосферѣ.

13. **Источники энергіи на землѣ. Лучистая энергія солнца.** Изслѣдуя всѣ возможные процессы, которые могутъ оказаться источниками энергіи на землѣ, надо придти къ заключенію, что таковыми могутъ быть только: а) собственная теплота земли, б) излученіе звѣздъ, в) космическіе процессы и г) потокъ лучистой энергіи отъ солнца.

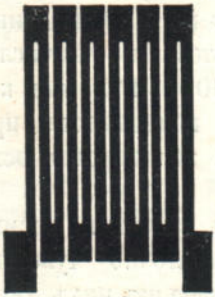
Наблюденія дѣйствительно показываютъ, что при достаточномъ удаленіи въ толщу земли температура повышается и внутренніе слои земной коры болѣе нагрѣты, чѣмъ наружные; вслѣдствіе теплопроводности долженъ поэтому существовать постоянный тепловой потокъ отъ внутреннихъ слоевъ земной коры къ поверхности. Зная теплопроводность породъ и измѣненіе температуры на единицу длины (градіентъ), можно вычислить величину этого потока; по вычисленіямъ такого рода онъ оказывается равнымъ 0.00000172 мал. калорій въ 1 секунду на кв. сантиметръ земной поверхности при наиболѣе благопріятныхъ условіяхъ относительно теплопроводности и величины градіента.

Количество энергіи, доставляемое излученіемъ звѣздъ и космическими процессами, тоже чрезвычайно мало; достаточно чувствительный болометръ Лэнглея не могъ уловить первое изъ нихъ. Бойсомъ построенъ былъ еще болѣе чувствительный приборъ,—радіомикрометръ,—который способенъ былъ уловить чрезвычайно малыя количества лучистой энергіи. Не смотря однако на всю чувствительность этого послѣдняго прибора, ни Вега, ни Арктуръ, ни Капелла,—самыя яркія звѣзды сѣвернаго полушарія,—не производили на него ни малѣйшаго дѣйствія. По Лэнглею излученіе всѣхъ звѣздъ и планетъ, вмѣстѣ взятыхъ, меньше 0.0001 мал. калоріи на квадратный см. въ 1 мин.

Всѣ эти числа,—если ихъ сопоставить съ лучистою энергіею солнца, посылающаго на земную поверхность свыше 2 малыхъ калорій на каждый квадратный сантиметръ ежеминутно,—говорятъ намъ, что въ сравненіи съ этимъ послѣднимъ источникомъ радіаціи всѣ остальные можно считать ничтожно малыми, можно ими пренебрегать.

Такимъ образомъ всѣ процессы на поверхности земного шара,— каковы бы они ни были,—имѣютъ своимъ источникомъ солнечную энергію. Изучаются ли процессы чисто механическіе, процессы химическіе въ почвѣ, водѣ, воздухѣ, процессы физіологическіе или какіе бы то ни было вообще,—первичною причиною ихъ всѣхъ безъ исключенія оказывается всегда солнце. Во всѣхъ этихъ процессахъ происходитъ только одно изъ безконечно разнообразныхъ превращеній той начальной энергіи, которую посылаетъ на землю въ видѣ своихъ лучей это центральное свѣтило нашей планетной системы. Поэтому вопросъ о количествѣ энергіи, притекающей отъ солнца на земную поверхность, есть основной вопросъ физики земного шара вообще и метеорологіи въ частности. Эта наука—не что иное, какъ подсчетъ прихода и расхода, актива и пассива энергіи, получаемой землею отъ солнца; вся задача ея—изслѣдовать качественно и количественно всѣ *превращенія солнечной энергіи* въ атмосферѣ и ближайшихъ къ ней слояхъ твердой или жидкой земной коры.

Всю ту лучистую энергію, которую изливаетъ солнце и которая, будучи перехвачена земнымъ шаромъ, и является здѣсь первоисточникомъ,—primum mobile, — всѣхъ явленій неорганическаго и животнаго міра, называютъ обыкновенно *солнечною радіаціею*.

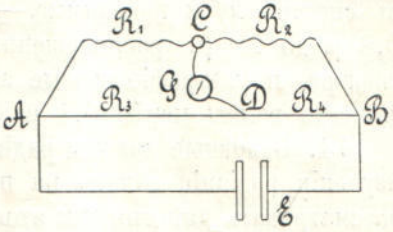


Черт. 8. Пластинка—пріемникъ въ болометрѣ Лэнглея.

Солнце посылаетъ на земную поверхность комплексъ лучей, различающихся между собою только длиною волны. Въ прежнее время въ этомъ комплексѣ различали отдѣльные тепловые, свѣтовые, химическіе и т. п. лучи; на самомъ же дѣлѣ всѣ лучи способны дать и свѣтъ, и тепло, и химическія силы. Разница заключается не въ лучахъ; она лежитъ въ тѣхъ тѣлахъ, на которыя лучи падаютъ и которыми они трансформируются въ иныя формы энергіи; одинъ и тотъ же пучекъ лучей, падая на зачерненную поверхность, производитъ нагрѣваніе; падая на бѣлую бумагу, онъ отражается и производитъ свѣтовой эффектъ; падая на химически чувствительную пластинку (фотографическую), онъ производитъ въ ней химическое дѣйствіе,—разложеніе солей, а въ глазѣ наблюдателя даетъ физіологическій эффектъ, воспринимаемый, какъ ощущеніе свѣта.

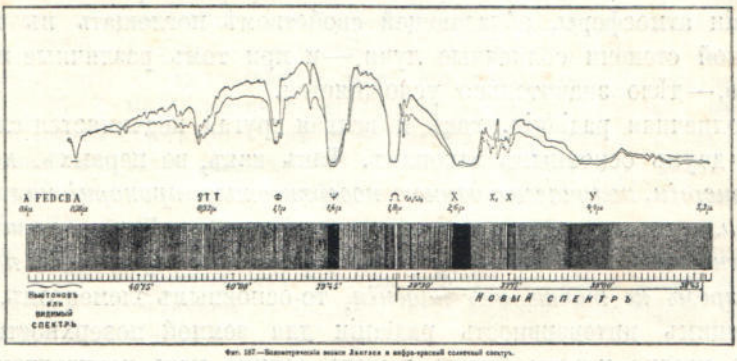
Изслѣдованіемъ состава солнечной радіаціи особенно много занимался Лэнглей при помощи спеціально устроеннаго прибора,—болометра. Въ этомъ приборѣ тонкая платиновая пластинка, зачерненная съ одной стороны, представляла

собою (черт. 8), очень тонкій, но съ относительно большою поверхностью проводникъ. Этотъ проводникъ вводится вмѣстѣ съ тремя другими проводниками въ Уитстоновскій мостикъ (черт. 9), въ которомъ гальванометръ, при соотношеніи сопротивленій проводниковъ $\frac{R_1}{R_2} = \frac{R_3}{R_4}$, не показываетъ тока; но при нарушеніи этого отношенія стрѣлка гальванометра отклоняется. Такимъ нарушителемъ и является пучекъ лучистой энергіи, падающій на зачерненную поверхность пластинки, которою онъ трансформируется въ тепло и повышаетъ ея температуру, вслѣдствіе чего измѣняется (увеличивается) сопротивленіе пластинки; отклоненіе стрѣлки гальванометра измѣряетъ величину нагрѣванія. Пучекъ солнечныхъ лучей, пропущенныхъ черезъ тонкую щель, Лэнглей принималъ на диффракціонную рѣшетку, на которой нанесены на протяженіи 1 мм. отъ 700—1000 штриховъ. Такая рѣшетка даетъ, какъ извѣстно, нормальный спектръ, въ которомъ лучи расположены пропорціонально длинамъ волнъ; вводя въ отдѣльныя части его болометръ, по отклоненію стрѣлки гальванометра можно судить о количествѣ лучистой энергіи въ каждой части спектра.



Черт. 9. Схема мостика Уитстона.

По изслѣдованіямъ Лэнглея въ солнечномъ лучѣ — цѣлый послѣдовательный комплексъ радіацій (черт. 10), съ рядомъ разрывовъ



Черт. 10. Спектръ солнца и распредѣленіе въ немъ энергіи по Лэнглею.

въ видѣ такъ называемыхъ Фраунгоферовыхъ линій. Эти послѣднія линіи обязаны своимъ происхожденіемъ накаленной газообразной оболочкѣ, окружающей центральное ядро солнца и поглощающей нѣкоторые изъ лучей, испускаемыхъ солнечнымъ ядромъ, или земной атмосферѣ, обладающей избирательнымъ поглощеніемъ. Лэнглей нашелъ, что въ составъ солнечнаго спектра входятъ лучи съ длиною волны отъ 0,3 μ до 28 μ [1]). Лучи отъ 0,4 до 0,8 μ восприни-

[1]) Знакомъ μ обозначаютъ обыкновенно *микронъ* т. е. 0.001 долю миллиметра.

маются непосредственно глазомъ т. е. являются свѣтовыми по преимуществу; по обоимъ концамъ этихъ видимыхъ лучей лежатъ въ спектрѣ лучи невидимые,—инфракрасные съ длинами волны отъ 0,8 μ до 28 μ, расположенные за краснымъ концомъ видимаго спектра, и ультрафіолетовые за фіолетовымъ концомъ спектра, съ длинами волны менѣе 0,4 μ.

14. **Основные законы радіаціи; факторы, ее опредѣляющіе.** При изученіи радіаціи солнца на поверхности земного шара приходится разсматривать двѣ стороны этого вопроса: предстоитъ изслѣдовать во первыхъ, какъ при условіяхъ движенія земли распредѣляется эта радіація на земной поверхности въ данный моментъ и сколько энергіи придется на долю каждой точки за извѣстный промежутокъ времени.

Не будь земная поверхность защищена отъ непосредственнаго дѣйствія солнечныхъ лучей воздушною оболочкою, облекающею ее мощнымъ слоемъ до нѣсколько сотъ километровъ толщиною, изученіе солнечной радіаціи было бы дѣломъ очень несложнымъ. Измѣривъ разъ только въ опредѣленный моментъ и въ опредѣленномъ мѣстѣ напряженность солнечной радіаціи, можно было бы затѣмъ уже при помощи элементарно простыхъ формулъ предвычислить количество энергіи въ любой моментъ и въ какомъ угодно пунктѣ. Въ присутствіи атмосферы, обладающей свойствомъ поглощать въ весьма замѣтной степени солнечные лучи,—и при томъ различные не одинаково,—дѣло значительно усложняется.

Солнечная радіація, какъ и всякая другая, подчиняется слѣдующимъ двумъ основнымъ законамъ. Такъ какъ, во первыхъ, *количество энергіи, получаемое данною поверхностью, пропорціонально синусу угла, составляемаго падающимъ пучкомъ лучей съ принимающею поверхностью, или косинусу угла, образуемаго лучами съ перпендикуляромъ къ точкѣ ихъ паденія*, то основнымъ элементомъ, опредѣляющимъ интензивность радіаціи для земной поверхности, для какого угодно пункта будетъ высота солнца надъ горизонтомъ или его зенитное разстояніе; этими величинами опредѣляется не только напряженіе лучей въ данный моментъ, но и вся сумма энергіи, полученная единицею земной поверхности за нѣкоторый промежутокъ времени, можетъ быть вычислена по даннымъ высотамъ солнца. Во вторыхъ,—*количество полученной отъ источника данной поверхностію энергіи обратно пропорціонально квадрату разстоянія этой поверхности отъ источника.*

Чтобы примѣнить эти основные законы къ любой точкѣ земной поверхности и вычислить количество лучистой энергіи, получаемое каждымъ квадратнымъ сантиметромъ горизонтальной земной поверхности въ любой моментъ за

единицу времени (т. е. то, что принято въ физикѣ называть *инсоляціею*) или за извѣстный промежутокъ времени, придется теперь вспомнить основныя черты, характеризующія тѣ два движенія земного шара, которыми опредѣляются всѣ періодическія измѣненія инсоляціи за сутки и за годъ.

Земной шаръ движется, какъ извѣстно, вокругъ солнца въ плоскости эклиптики; ось суточнаго вращенія земли наклонена къ этой плоскости подъ угломъ, близкимъ къ $66^1/_2{}^\circ$. Траэкторія, описываемая земнымъ шаромъ, — земная орбита,—представляетъ собою эллипсъ, въ одномъ изъ фокусовъ котораго находится солнце. Поэтому прежде всего разстояніе земли отъ солнца не остается постояннымъ: въ декабрѣ, когда земля проходитъ чрезъ перигелій, 146,19
оно—наименьшее (~~148,12~~ $\times 10^6$ км.); въ іюнѣ разстояніе отъ солнца до земли, проходящей тогда черезъ афелій своей орбиты, наибольшее (~~149,14~~ $\times 10^6$ км.). 151.
При движеніи земли по эклиптикѣ земная ось остается далѣе постоянно параллельной сама себѣ въ пространствѣ. Вслѣдствіе этого продолжительность дня и ночи для различныхъ точекъ земной поверхности мѣняется въ теченіе года; только на экваторѣ всегда день равенъ ночи; на полюсахъ же — продолжительность дня и ночи — по 6 мѣсяцевъ. Затѣмъ вслѣдствіе этого постояннаго наклона земной оси къ плоскости эклиптики наибольшая за сутки, полуденная высота солнца, которая всегда будетъ $h = 90^\circ - \varphi + \delta$, гдѣ h — высота солнца надъ горизонтомъ, φ — широта мѣста и δ — склоненіе солнца, мѣняющееся въ теченіе года отъ $+ 23^1/_2{}^\circ$ до $- 23^1/_2{}^\circ$, въ теченіе года отъ дня къ дню измѣняется между двумя предѣльными величинами $90^\circ - \varphi \pm 23^1/_2{}^\circ$, а полуденное зенитное разстояніе, которое точно такимъ же образомъ всегда будетъ $\zeta = \varphi + \delta$, гдѣ ζ — зенитное разстояніе, мѣняется между величинами $\varphi \pm 23^0 1/_2$. Соотвѣтственно этому на экваторѣ, какъ извѣстно, солнце въ полдень находится въ равноденствія, когда для него $\delta = 0$, въ зенитѣ; въ солнцестоянія здѣсь его полуденное зенитное разстояніе $\zeta = \pm 23^1/_2{}^\circ$. На полюсахъ въ полдень въ лѣтнее солнцестояніе зенитное разстояніе солнца будетъ $66^1/_2{}^\circ$; въ равноденствія оно будетъ 90°, а въ зимнее солнцестояніе оно здѣсь равняется $113^1/_2{}^\circ$ (полярная ночь). Для любой другой точки земной поверхности въ теченіе года оно колеблется въ предѣлахъ 47° отъ наибольшей величины лѣтомъ до наименьшей зимою.

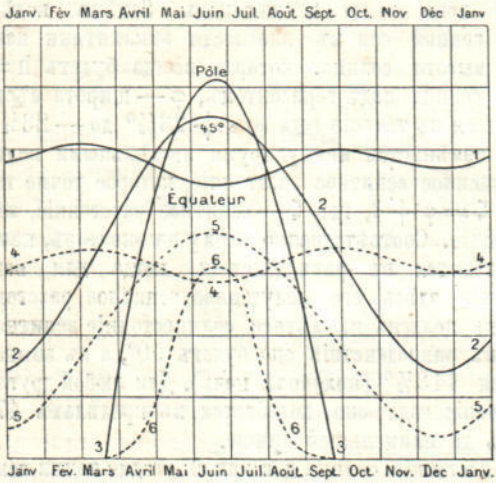
Въ теченіе сутокъ зенитное разстояніе солнца для какой угодно точки земной поверхности измѣняется отъ 90° (въ моменты восхода и заката солнца) до наименьшей его величины въ полдень, опредѣляемой склоненіемъ солнца по уравненію $\zeta = \varphi \pm \delta$.

Допустимъ сначала, что атмосфера обладаетъ совершенною прозрачностью и что, слѣдовательно, до земной поверхности доходитъ цѣликомъ все то количество энергіи, которое перехватывается земнымъ шаромъ. Тогда, соотвѣтственно основнымъ законамъ, количество энергіи, получаемое при такихъ условіяхъ единицею земной поверхности, будетъ зависѣть:

1) отъ широты мѣста, такъ какъ съ измѣненіемъ широты измѣняются полуденныя высоты солнца для одного и того же дня;

2) отъ времени года, такъ какъ отъ времени года зависятъ для одного и того же мѣста: полуденныя высоты солнца, продолжительность дня и разстояніе земли отъ солнца.

15. **Періодическія измѣненія радіаціи при отсутствіи атмосферы.** Если предположить, что атмосфера отсутствуетъ или, что — тоже, обладаетъ совершенной прозрачностью, не поглощая абсолютно лучистой энергіи, чрезъ нее проходящей, если далѣе допустить, что земная поверхность, встрѣчающая потокъ лучистой энергіи, вездѣ обладаетъ одинаковою поглощательною способностью, если наконецъ вообразить себѣ, что вся земная поверхность совершенно однородна, т. е. состоитъ изъ одной и той же суши (растительность и водоемы отсутствуютъ), чрезвычайно просто и легко вычислить, какъ уже сказано, количество лучистой энергіи, получаемой единицею земной поверхности въ единицу времени. Этимъ путемъ сдѣланные разсчеты позволяютъ очень легко сравнивать количество энергіи, получаемое различными точками земной поверхности.



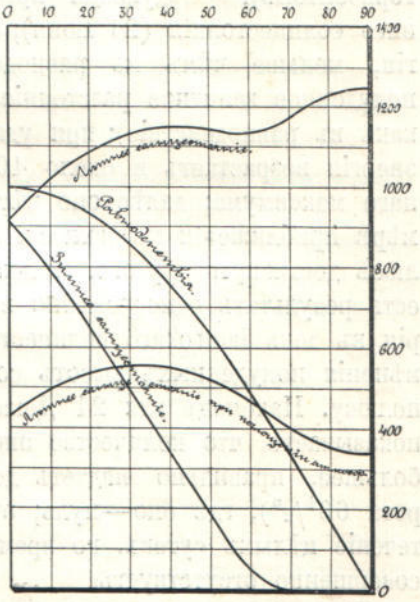
Черт. 11. Измѣненія радіаціи въ теченіе года: 1) на экваторѣ, 2) для широты 45°, 3) на полюсѣ при отсутствіи атмосферы; 4), 5) и 6)—тоже при поглощеніи лучей въ атмосферѣ.

При такихъ условіяхъ суточный ходъ солнечной радіаціи соотвѣтственно измѣненіямъ зенитнаго разстоянія солнца въ теченіе сутокъ весьма простъ. Отъ момента восхода солнца инсоляція каждой точки горизонтальной земной поверхности быстро возрастаетъ съ поднятіемъ свѣтила надъ горизонтомъ; затѣмъ, достигая довольно значительной величины, она начинаетъ мѣняться болѣе медленно, пока около полудня не достигнетъ наибольшей величины. Послѣ полудня кривая инсоляціи совершенно симметрично опускается сначала медленно, затѣмъ ближе къ закату солнца быстрѣе и быстрѣе, пока снова не сдѣлается нулемъ.

Годовой ходъ количества энергіи, получаемой за сутки единицею земной поверхности отъ солнца, будетъ очень простымъ на экваторѣ. Продолжительность дня и ночи въ теченіе всего года здѣсь одна и таже; количество энергіи, получаемое единицею земной поверхности за сутки, будетъ наибольшее въ равноденствія, когда полуденное солнце стоитъ въ зенитѣ мѣста, наименьшее въ солнцестояніяхъ, когда высоты солнца въ полдень падаютъ до $66\,^1/_2{}^0$.

Поэтому въ годовомъ ходѣ здѣсь будутъ два максимума (черт. 11, кривая 1) въ равноденствія и два минимума въ солнцестоянія. Такъ какъ, сверхъ того, разстоянія земли отъ солнца въ солнцестояніяхъ не одинаковы, то и глубина минимумовъ не одинакова: іюньскій минимумъ, соотвѣтствующій наибольшему удаленію земли отъ солнца, будетъ значительнѣе, нежели декабрьскій, соотвѣтствующій ближайшему разстоянію между солнцемъ и землею.

Не трудно затѣмъ убѣдиться, что при удаленіи отъ экватора къ сѣверу декабрьскій минимумъ будетъ все болѣе и болѣе углубляться по мѣрѣ уменьшенія полуденныхъ высотъ солнца и продолжительности дня, а іюньскій минимумъ постепенно будетъ дѣлаться все менѣе и менѣе замѣтнымъ; параллельно съ заравниваніемъ іюньскаго минимума максимумы отъ моментовъ равноденствій будутъ сближаться между собою, пока не сольются въ одинъ общій іюньскій, который будетъ все болѣе и болѣе дѣлаться интензивнымъ по мѣрѣ увеличенія продолжительности лѣтняго дня (кривая 2).



Черт. 12. Распредѣленіе получаемой отъ солнца энергіи по широтамъ.

Наконецъ на полюсѣ, гдѣ солнце въ теченіе шести мѣсяцевъ остается надъ горизонтомъ, количество энергіи, получаемой за сутки единицею земной поверхности, будетъ въ годовомъ ходѣ быстро возрастать отъ весенняго равноденствія до лѣтняго солнцестоянія и столь же быстро падать съ приближеніемъ къ осеннему равноденствію (кривая 3).

Тоже самое,—только въ обратномъ порядкѣ относительно расположенія максимумовъ и минимумовъ, — будетъ имѣть мѣсто въ годовомъ ходѣ радіаціи для южнаго полушарія.

Для того, чтобы прослѣдить, какъ для одного и того же момента солнечная радіація распредѣляется по земной поверхности, Винеръ вычислилъ количество энергіи, получаемое единицею горизонтальной поверхности за сутки въ различные дни года. Результаты его вычисленій представляетъ черт. 12.

Принимая за единицу количество энергіи, получаемое въ день весенняго равноденствія на экваторѣ, и откладывая въ этихъ единицахъ количество энергіи по ординатамъ, а по абсциссамъ широты сѣвернаго полушарія, Винеръ получилъ рядъ кривыхъ, выражающихъ распредѣленіе энергіи по земной поверхности; три изъ этихъ кривыхъ представлены на черт. 12. Кривая для дня весенняго равноденствія (20 Марта) показываетъ, что за сутки 20 Марта количество энергіи правильно убываетъ отъ экватора къ полюсу, гдѣ оно—нуль (ибо до 21 Марта—здѣсь полярная ночь и солнце цѣлые сутки—подъ горизонтомъ). Слѣдующая кривая даетъ тоже для момента лѣтняго солнцестоянія (21 Іюня); экваторъ получаетъ количество энергіи, меньше чѣмъ въ равноденствіе (потому что здѣсь теперь полуденное зенитное разстояніе солнца только $66^1/_2{}^0$, а не 0^0,—какъ въ равноденствіе); при удаленіи отсюда къ сѣверу количество энергіи возрастаетъ и около 40^0 с. ш. достигаетъ слабо выраженнаго максимума; далѣе оно нѣсколько уменьшается, но затѣмъ, по мѣрѣ приближенія къ полюсу, снова быстро растетъ, чтобы на полюсѣ достигнуть другого, главнаго максимума. Кривая эта, очевидно, есть результатъ одновременно возрастающей въ сѣверномъ полушаріи въ день іюньскаго солнцестоянія продолжительности дня и измѣненія полуденныхъ высотъ солнца при удаленіи отъ экватора къ полюсу. Наконецъ для 21 Декабря (зимнее солнцестояніе) кривая показываетъ, что количество энергіи отъ экватора, гдѣ оно—наибольшее, правильно падаетъ до сѣвернаго полярнаго круга (широта $66^1/_2{}^0$), гдѣ оно—нуль; отсюда начинается полярная ночь въ теченіе цѣлыхъ сутокъ, во время которой притокъ энергіи, понятно, совершенно отсутствуетъ.

Такимъ образомъ оказывается, что въ день іюньскаго солнцестоянія сѣверный полюсъ, если бы не было атмосферы, получилъ бы больше тепла, чѣмъ экваторъ. Присутствіе атмосферы, сильно поглощающей лучистую энергію съ одной стороны, краткость періода, за который количество тепла, получаемое полюсомъ, превосходитъ приходъ ея въ экваторіальныхъ странахъ, наконецъ присутствіе огромныхъ ледяныхъ массъ, накопляющихся за зимнее полугодіе и требующихъ на плавленіе большихъ количествъ энергіи,—все это дѣлаетъ полярное лѣто очень холоднымъ; температура воздуха здѣсь лѣтомъ повышается сравнительно мало.

Въ годовомъ ходѣ радіаціи, выше описанномъ для экватора, существуютъ два максимума и два минимума, раздѣленные приблизительно трехмѣсячными промежутками, и притомъ минимумы не одинаковой глубины вслѣдствіе не одинаковости разстоянія земли отъ солнца въ зимнее и лѣтнее солнцестояніе; затѣмъ въ теченіе всего полугодія съ сентября по мартъ, когда въ

южномъ полушаріи—лѣто, у насъ—зима, земля продолжаетъ оставаться ближе къ солнцу, чѣмъ въ полугодіе съ марта по сентябрь. Можетъ, въ виду этого, возникнуть вопросъ, одинаково ли будетъ количество энергіи, получаемой землею отъ солнца въ различныя полугодія, если эти полугодія считать отъ моментовъ равноденствій. Если принять, однако, во вниманіе, что вслѣдствіе эллиптической формы траэкторіи, описываемой землею вокругъ солнца, отъ равноденствія мартовскаго до сентябрьскаго протекаетъ 186 дней, тогда какъ полугодіе отъ сентябрьскаго до мартовскаго равноденствія продолжается только 179 дней, и подсчитать количество лучистой энергіи, получаемое земнымъ шаромъ за каждое изъ этихъ полугодій, то оказывается, что количество это для обоихъ полугодій будетъ близко одинаково: неодинаковость разстояній земли отъ солнца въ значительной мѣрѣ уравновѣшивается неодинаковою продолжительностью полугодій.

16. **Поглощеніе лучистой энергіи атмосферою.** Если теперь отъ сдѣланнаго допущенія о полной прозрачности атмосферы перейти къ дѣйствительности, то прежде всего необходимо считаться съ фактомъ поглощенія довольно значительнаго количества солнечныхъ лучей. Назовемъ то количество энергіи, которое падаетъ на верхній предѣлъ атмосферы, черезъ J, черезъ p обозначимъ *коэффиціентъ прозрачности т. е. то количество энергіи, которое при инсоляціи, равной единицѣ* (при $J = 1$), *пропускается слоемъ толщиною въ единицу.* Значитъ,—p есть дробь, показывающая, какая часть лучей прошла чрезъ слой, толщина котораго—единица. Тогда, какъ извѣстно изъ физики,

$$i = Jp^l,$$

т. е. *количества энергіи убываютъ въ геометрической прогрессіи, когда толщины проходимаго слоя возрастаютъ въ ариѳметической (законъ Бугера).* J т. е. количество энергіи, которое падаетъ на верхній предѣлъ атмосферы, называютъ *солнечною постоянною.*

Величина p для каждаго сорта лучей будетъ различная; въ среднемъ по наблюденіямъ ее можно принять равною 0.75; чрезъ l обозначена толщина проходимаго лучемъ слоя атмосферы.

Величину l легко опредѣлить по фомулѣ Ламберта:

$$l = \sqrt{h^2 + 2rh + r^2 \cos^2 \zeta} - r \cos \zeta,$$

гдѣ r — радіусъ земного шара, ζ — зенитное разстояніе солнца, т. е. уголъ, составляемый свѣтиломъ съ отвѣсною линіею, h — высота атмосферы. Этою формулою пользуются только тогда, когда ζ больше 80^0; но если ζ меньше 80^0, то безъ чувствительной погрѣшности можно принять, что

$$l = h : \cos \zeta$$

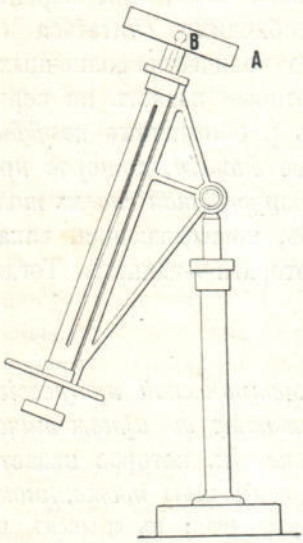
или даже

$$l = 1 : \cos \zeta,$$

выражая такимъ образомъ l въ толщинахъ атмосферы, когда $\zeta = 0$; тогда и h можно принять равнымъ единицѣ.

Пользуясь этими законами и считая $p = 0.75$, мы могли бы вычислить количество энергіи, получаемое земною поверхностью (пунктирныя кривыя на чер. 11). На самомъ дѣлѣ, однако, явленіе будетъ несравненно сложнѣе: присутствіе въ воздухѣ паровъ и пыли и конденсація первыхъ въ непрозрачныя облака совершенно измѣняютъ теоретическій ходъ радіаціи, и величину i обыкновенно приходится искать наблюденіемъ.

17. **Методы измѣренія солнечной радіаціи.** Основной принципъ измѣренія лучистой энергіи состоитъ въ томъ, что эта энергія поглощается зачерненной поверхностью,—обыкновенно сажею,—и вся превращается такимъ образомъ въ теплоту, идущую на нагрѣваніе этой поверхности, которое собственно и измѣряется. Поверхность для полной опредѣленности и сравнимости всѣхъ наблюденій ставится всегда перпендикулярно къ падающимъ на нее лучамъ. Если обозначить чрезъ Q — количество энергіи, падающее на единицу (1 кв. см.) поверхности, c—теплоемкость, m—массу поглощающаго энергію тѣла и t—повышеніе температуры, то, при величинѣ поглощающей лучистую энергію поверхности s, на единицу поверхности приборъ получитъ



Черт. 13. Пиргеліометръ Пулье.

$$Q = \frac{ctm}{s}.$$

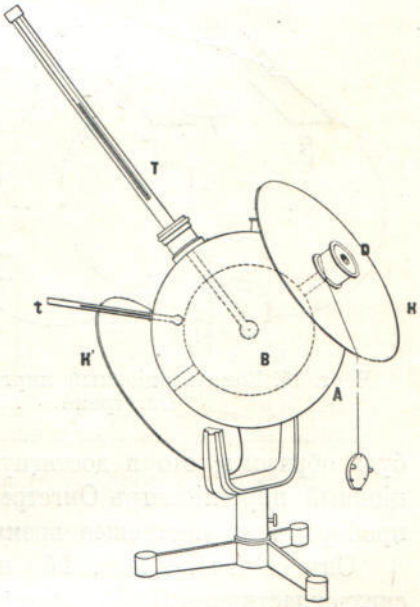
Результатъ обыкновенно выражается количествомъ малыхъ калорій, поглощенныхъ поверхностью въ 1 кв. см. въ теченіе 1 минуты.

Первымъ приборомъ, болѣе или менѣе удовлетворительно рѣшавшимъ вопросъ о солнечной радіаціи, былъ *пиргеліометръ Пулье* (черт. 13), состоявшій изъ тонкостѣнной цилиндрической серебряной коробки A, обращенной къ солнцу своимъ основаніемъ, которое для лучшаго поглощенія солнечныхъ лучей было покрыто копотью; коробка наполнялась водою; вставленный въ нее термометръ B позволялъ измѣрять повышеніе температуры коробки и воды вслѣдствіе поглощенія солнечныхъ лучей. Чтобы найти полное нагрѣваніе прибора за время дѣйствія на него солнечныхъ лучей, Пулье долженъ былъ еще прибавлять къ наблюдаемому нагрѣванію поправку на лучеиспусканіе, происходящее одновременно съ нагрѣваніемъ.

Для этого Пулье подвергалъ зачерненную поверхность предварительному дѣйствію солнечныхъ лучей,—подогрѣвалъ приборъ; черезъ нѣкоторое время приборъ закрывался отъ солнечныхъ лучей экраномъ и черезъ каждую минуту въ теченіе 5 минутъ записывались показанія термометра; изъ этихъ показаній находилось пониженіе температуры въ единицу времени; пусть оно будетъ $t_1, t_2, t_3 \ldots$ въ каждую отдѣльную минуту; тогда $\frac{t_1 + t_2 + t_3 + t_4 + t_5}{5} = \theta_{/}$ будетъ среднее пониженіе въ одну минуту вслѣдствіе лучеиспусканія. Затѣмъ открывали экранъ и наблюдали повышеніе температуры отъ дѣйствія солнечныхъ лучей въ теченіе 5 м.; пусть оно въ среднемъ за 1 м. $= t$; по истеченіе 5 минутъ нагрѣванія приборъ снова закрывался и опять наблюдались пониженія термометра; пусть $\frac{t' + t'' \ldots}{5} = \theta_{//}$ будетъ охлажденіе за 1 минуту теперь. Тогда полное нагрѣваніе прибора можно считать равнымъ

$$T = t + \frac{\theta_{/} + \theta_{//}}{2}.$$

Такъ какъ извѣстны: теплоемкость прибора и воды, налитой въ него, и поверхность, нагрѣваемая солнечными лучами, а полное нагрѣваніе опредѣляется непосредственно наблюденіемъ, то легко вычислить Q—количество энергіи, падающей на 1 кв. см. въ 1 мин. Но, чтобы прогрѣть массу воды, заключающуюся въ приборѣ, необходимо продолжительное время; вслѣдствіе малой теплопроводности воды термометръ показываетъ не температуру принимающей поверхности, а нѣкоторую другую, отличную отъ нея. Вслѣдствіе этого пиргеліометръ Пулье оказался на практикѣ приборомъ неточнымъ.

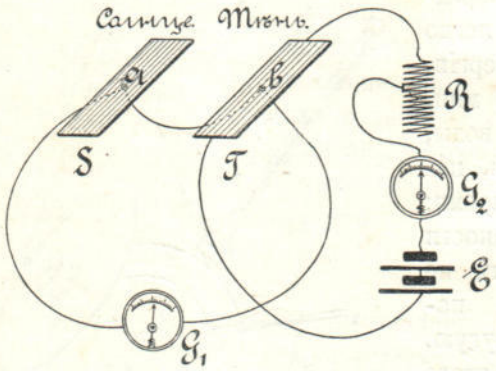


Черт. 14. Актинометръ Віолля.

Актинометръ Віолля, представляющій одно изъ дальнѣйшихъ видоизмѣненій прибора Пулье, состоитъ изъ двойного тонкостѣннаго латуннаго шара; наружная оболочка его A отполирована и никкелирована, чтобы какъ можно меньше поглощать тепловыхъ лучей изъ окружающаго его пространства, внутренняя — вычернена. Эта система помѣщается на подставкѣ, позволяющей оріентировать приборъ, какъ угодно, для установки по солнцу. Сквозь шары проходятъ три сквозныя трубки (черт. 14): черезъ первую вводится во внутреннюю полость закопченный шарикъ B чувствительнаго термометра, устанавливаемый въ центрѣ внутренней шаровой оболочки и назначенный для поглощенія энергіи солнечныхъ лучей; черезъ вторую D впускаются солнечные лучи, а

третья,—продолженіе второй по другую сторону прибора,—служитъ для провѣрки положенія шарика термометра. Наконецъ концы двухъ послѣднихъ трубокъ снабжены большими металлическими дисками КК′, служащими для оріентированія прибора по солнцу. Между обоими шарами наливается вода, чтобы удерживать вокругъ чувствительнаго термометра по возможности постоянную или, по крайней мѣрѣ, извѣстную температуру; вторымъ особымъ термометромъ t, вставляемымъ въ жидкость, налитую между обѣими шаровыми оболочками, температура воды измѣряется при наблюденіи. Наблюдая послѣдовательно показанія поглощающаго лучистую энергію термометра въ періоды охлажденія и нагрѣванія, можно вычислить достаточно точно повышеніе температуры въ единицу времени, исправленное на потерю тепла лучеиспусканіемъ. Отсюда, зная другія постоянныя прибора, легко вычислить инсоляцію за время наблюденія. Приборъ даетъ вообще надежныя показанія, позволяющія съ достаточной точностью измѣрять солнечную радіацію.

Главный недостатокъ вышеприведенныхъ приборовъ тотъ, что при трансформаціи лучистой энергіи зачерненною пластинкой или шарикомъ въ тепловую происходитъ повышеніе температуры пріемника надъ температурою окружающей среды, вслѣдствіе чего сейчасъ же начинается излученіе лучистой энергіи обратно въ окружающую среду; точную величину этого излученія опредѣлить трудно. Для того, чтобы исключить вліяніе излученія, было бы наиболѣе правильно, если не уничтожить избытокъ температуры, то компенсировать его какимъ нибудь образомъ; это и достигнуто въ методѣ Онгстрема. Компенсаціонный пиргеліометръ Онгстрема является наиболѣе совершеннымъ приборомъ въ настоящее время для изученія солнечной радіаціи.



Черт. 15. Компенсаціонный пиргеліометръ Онгстрема.

Онъ состоитъ (черт. 15) изъ двухъ очень тонкихъ металлическихъ пластинокъ S и T, къ которымъ прикрѣплены съ нижней стороны термоэлектрическіе элементы a и b. Пластинки сверху покрыты сажею. Впереди пластинокъ находится щитокъ, которымъ можно по очереди закрывать ту или другую пластинку. Если одна изъ пластинокъ будетъ подвергнута дѣйствію лучей, то, нагрѣваясь, она вызоветъ въ термоэлементѣ токъ, который будетъ обнаруженъ включеннымъ въ цѣпь гальваноскопомъ G_1. Чтобы не вводить поправки на лучеиспусканіе, Онгстремъ настолько же нагрѣваетъ и другую плас-

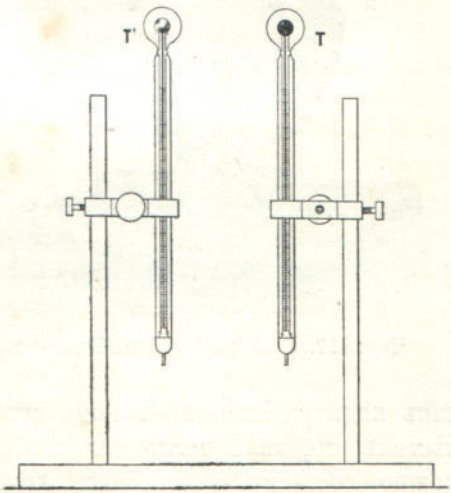
тинку искусственно, насколько нагрѣта первая. Для этого Онгстремъ соединяетъ тѣневую пластинку чрезъ магазинъ сопротивленія и батарею изъ нѣсколькихъ элементовъ Лекланше съ точнымъ амперметромъ. Удостовѣрившись въ существованіи тока отъ нагрѣванія первой пластинки солнечными лучами, замыкаютъ вторую цѣпь и быстро подбираютъ такъ сопротивленіе на магазинѣ, чтобы токъ элементовъ нагрѣлъ тѣневую пластинку настолько же, насколько нагрѣта другая солнечными лучами т. е. пока гальваноскопъ первой цѣпи не покажетъ отсутствія тока. Теперь, когда нагрѣваніе и излученіе обѣихъ пластинокъ тождественно равны, остается измѣрить силу тока, употребленнаго на нагрѣваніе второй тѣневой пластинки. Такъ какъ нагрѣваніе пропорціонально квадрату силы тока, то, при прочихъ одинаковыхъ условіяхъ, для одного и того же прибора будетъ,—если чрезъ J обозначить силу тока, R—сопротивленіе нагрѣваемой имъ пластинки, T—время дѣйствія тока, чрезъ A—постоянную:

$$Q_1 = AJ_1^2\,RT;\ Q_2 = AJ_2^2\,RT;$$

или

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{J_1^2}{J_2^2}.$$

Такъ какъ сила тока и сопротивленіе пластинки извѣстны, то всегда легко опредѣлить и Q—количество энергіи, поглощенное пластинкою. Еще проще разъ навсегда измѣрить Q при нѣкоторой опредѣленной силѣ тока; а затѣмъ формула, написанная выше, даетъ любое Q по силѣ тока.



Черт. 16. Актиноскопъ Араго-Дэви.

При помощи вышеразсмотрѣнныхъ приборовъ можно болѣе или менѣе сложными манипуляціями опредѣлить непосредственную радіацію солнца. Но солнечные лучи, падая на тѣла, взвѣшенныя въ атмосферѣ, испытываютъ неправильныя отраженія; слѣдовательно, кромѣ непосредственной солнечной радіаціи, существуетъ радіація всего небеснаго свода, играющая въ различныхъ процессахъ не маловажное значеніе.

Приборомъ, служащимъ для изученія не только радіаціи солнца, но и небеснаго свода, является актиноскопъ Араго-Дэви (черт. 16). Пріемникомъ энергіи здѣсь служитъ зачерненный шарикъ чувстви-

тельнаго термометра, помѣщенный въ стеклянную тонкостѣнную оболочку, изъ которой вытянутъ воздухъ для устраненія воздушныхъ токовъ (конвекціи). Съ нимъ рядомъ устанавливаютъ другой такой же термометръ, но только съ блестящимъ шарикомъ, тоже заключенный въ оболочку. Теорія и практика показываютъ, что, если не стремиться къ особенной точности, то можно принять, что

$$Q = k(t_1 - t_2),$$

гдѣ Q—количество энергіи, получаемое шарикомъ съ сѣченіемъ въ 1 кв. см. въ 1 минуту, k—нѣкоторый постоянный коэффиціентъ, полученный сравненіемъ съ надежными актинометрами, t_1—температура зачерненнаго и t_2—температура блестящаго шарика.

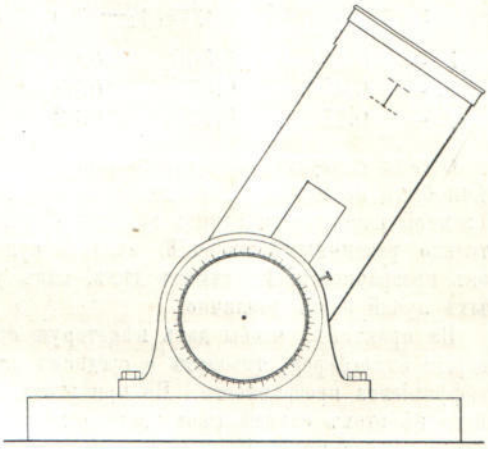
Черт. 17. Геліографъ Кемпбелля-Стокса.

Для станцій съ однимъ наблюдателемъ даже актиноскопъ, требующій для регистраціи количества энергіи, получаемой земною поверхностью за сутки, довольно частыхъ наблюденій и сравненія время отъ времени съ надежными актинометрами, оказывается приборомъ слишкомъ сложнымъ; поэтому тамъ употребляются еще менѣе точные, но болѣе простые приборы. Такъ какъ ходъ радіаціи въ теченіе сутокъ въ грубыхъ чертахъ уже извѣстенъ, то, зная число часовъ, сколько и когда свѣтило солнце, можно составить себѣ очень грубое представленіе о количествѣ энергіи, посланной на земную поверхность солнцемъ. Приборы, служащіе для наблюденія надъ временемъ солнечнаго сіянія, называются *геліографами*.

Геліографъ Кемпбелля-Стокса представляетъ собою шаръ изъ прозрачнаго стекла, устанавливаемый на подставкѣ и освѣщаемый прямыми лучами солнца (черт. 17). Солнечные лучи, пройдя черезъ шаръ, собираются имъ въ фокусѣ и падаютъ на препарированную бумажку, нагрѣвая и прожигая ее тогда, когда солнце ярко свѣтило, оставляя ее цѣлою, когда солнце покрыто было облаками. Бумажка, раздѣленная на часы и ихъ доли, располагается на подставкѣ такъ, что при суточномъ движеніи солнца изображеніе его, перемѣщаясь по длинѣ бумажки, не сходитъ съ нея все время.

Такимъ образомъ получается непрерывная запись, по которой легко прослѣдить число часовъ солнечнаго сіянія.

Сущность устройства геліографа Величко состоитъ въ слѣдующемъ. Цилиндръ (черт. 18), имѣющій три узкія щели на разныхъ высотахъ, ставится такимъ образомъ, чтобы его ось была параллельна оси міра; тогда верхняя щель обращена къ востоку, средняя къ югу и нижняя къ западу. Внутри цилиндра помѣщается ціаноферная фотографическая бумажка съ отверстіями противъ щелей, раздѣленная вертикальными штрихами на часы и десятыя доли часовъ. При суточномъ вращеніи земли лучи солнца попеременно будутъ проходить черезъ всѣ три щели и оставлять слѣдъ на фотографической бумажкѣ. Подъ вліяніемъ солнечныхъ лучей берлинская лазурь, покрывающая бумажку, дѣлается нерастворимою; такимъ образомъ остается послѣ промывки ясно видимая полоска, дающая возможность сосчитать часы, въ теченіе которыхъ солнце свѣтило.



Черт. 18. Геліографъ Величко.

Во всякомъ случаѣ, пользуясь геліографами, необходимо принимать во вниманіе, что они могутъ зарегистрировать инсоляцію только съ того момента, когда она достигаетъ нѣкотораго извѣстнаго напряженія. Немедленно послѣ восхода солнца и за нѣкоторое время до его заката, когда напряженіе солнечныхъ лучей, пронизывающихъ длинный слой атмосферы, довольно слабо, запись на геліографахъ всѣхъ системъ обыкновенно отсутствуетъ и эти часы всегда отсутствуютъ въ счетѣ времени сіянія солнца. Въ зависимости отъ прозрачности стекла, отъ свойствъ принимающей лучи бумаги эти отсутствующіе въ записи часы будутъ для различныхъ приборовъ различны; но отсутствіе ихъ всегда должно быть принято во вниманіе.

18. **Величины, опредѣляющія солнечную радіацію; ея ходъ по наблюденіямъ.** Количество энергіи, падающее на 1 кв. см. горизонтальной земной поверхности въ 1 минуту, равно, какъ указано было выше,

$$i = Jp^1.$$

Коэффиціентъ прозрачности p для воздуха по изслѣдованіямъ Лэнглея оказывается для различныхъ лучей неодинаковымъ; чѣмъ меньше длина волны

*

для луча, тѣмъ меньше онъ для воздуха; уменьшеніе это для p съ уменьшеніемъ длины волны тѣмъ значительнѣе, чѣмъ плотнѣе воздухъ. Изъ изслѣдованій Лэнглея получились для различныхъ лучей (длина волны — λ въ тысячныхъ доляхъ мм.) слѣдующія величины для коэффиціента прозрачности (p_1 — на горѣ, менѣе плотный воздухъ, p_2—въ слоѣ между вершиною и подошвой горы):

λ —	0.400	0.500	0.600	0.700	0.800	1.200
p_1 —	0.48	0.85	0.88	0.94	0.99	0.97
p_2 —	0.15	0.12	0.32	0.54	0.88	0.96

Отсюда слѣдуетъ, что, строго говоря, ни о какой солнечной постоянной и рѣчи быть не можетъ; даже допуская завѣдомо невѣрно, что i для всѣхъ лучей у земной поверхности одинаково, для J получилось бы, по формулѣ Бугера, столько различныхъ значеній, сколько существуетъ различныхъ коэффиціентовъ прозрачности. На самомъ дѣлѣ, какъ уже было указано, и i для различныхъ лучей очень различно.

На практикѣ, чтобы дать нѣкоторую среднюю мѣру поглощенія лучистой энергіи атмосферою, говорятъ о среднемъ для всего комплекса лучей значеніи коэффиціента прозрачности. Но при этомъ необходимо помнить, что въ сущности въ этомъ случаѣ рѣчь идетъ о нѣкоторой фиктивной, только грубо приближенной величинѣ. Приборы, которыми пользуются для измѣренія инсоляціи, даютъ только общую для всего пучка лучей, превращенныхъ въ тепло, величину i. Отдѣльныхъ значеній i для каждаго сорта лучей въ каждомъ отдѣльномъ случаѣ мы не знаемъ (исключеніе—только спектро-болометрическія измѣренія, гдѣ это возможно). Поэтому и вычислить солнечную постоянную для всего комплекса лучей, строго говоря, нѣтъ возможности.

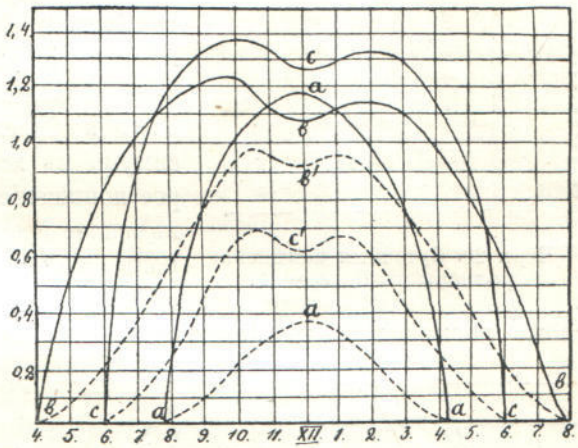
Только при этихъ оговоркахъ можно говорить о солнечной постоянной или о среднемъ коэффиціентѣ прозрачности для атмосферы.

Опредѣленія послѣдняго времени показали, что въ среднемъ для J, — солнечной постоянной, — наиболѣе вѣроятное значеніе — 2.1 малыхъ калорій на 1 кв. см. въ 1 мин.. Средній коэффиціентъ прозрачности p колеблется отъ 0.4 до 0.85 и зависитъ отъ примѣси твердыхъ и жидкихъ частицъ въ воздухѣ. При увеличеніи содержанія паровъ въ воздухѣ величина p уменьшается; за среднюю величину для p вообще можно принять 0.75.

Если положить p равнымъ 0,75 и неизмѣннымъ въ теченіе всего года, то тогда легко разсчитать количество энергіи, получаемое единицею горизонтальной земной поверхности за извѣстный промежутокъ времени; для этого пришлось бы вычислить только по извѣстнымъ формуламъ длину пути, проходимаго лучами въ атмосферѣ. Такимъ именно образомъ получены для экватора, широты 45^0 и полюса пунктирныя кривыя, приведенныя на черт. 11 (кривыя 4, 5 и 6, стр. 42), изображающія то количество лучистой энергіи, которое получалось бы каждымъ квадратнымъ сантиметромъ горизонтальной земной поверхности, если бы средній коэффиціентъ прозрачности атмосферы былъ равенъ 0.75.

Въ дѣйствительности вслѣдствіе измѣненія въ воздухѣ количества водяныхъ паровъ и пыли величина p и періодически, и не періодически мѣняется въ теченіе сутокъ и въ теченіе года; эти измѣненія отзываются на дѣйствительно наблюденномъ суточномъ и годовомъ ходѣ радіаціи безоблачнаго дня.

Величина радіаціи по непосредственнымъ наблюденіямъ Савельева въ Кіевѣ мѣняется наиболѣе правильно въ зимніе мѣсяцы (январь, кривая a на черт. 19). Въ весенніе (кривая c, черт. 19) и лѣтніе мѣсяцы (кривая b) величина радіаціи, въ теченіе сутокъ послѣ восхода солнца повышается и достигаетъ максимума около 10 часовъ; далѣе, когда вмѣстѣ съ повышеніемъ температуры увеличивается содержаніе паровъ, p уменьшается, а съ нимъ понижается также радіація; послѣ полудня, когда температура начнетъ понижаться, уменьшается количество паровъ, и радіація снова увеличивается, достигая около 2-хъ часовъ второго максимума; послѣ этого она довольно круто опускается. Разсмотрѣнныя кривыя даютъ то количество энергіи, которое получаетъ каждый квадратный сантиметръ зачерненной поверхности, принимающій нормально лучи солнца. Теперь, если отъ нормально къ лучамъ поставленной пластинки перейти къ земной поверхности, то можно получить аналогичныя кривыя, только съ меньшими ординатами (черт. 19, кривыя a′, b′, c′); для полученія ихъ придется ординаты кривыхъ a, b, c, помножить на $\cos\zeta$.

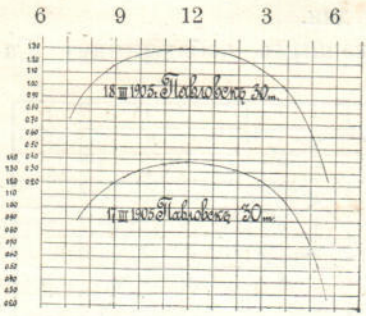


Черт. 19. Суточныя измѣненія радіаціи по набл. Савельева въ Кіевѣ.

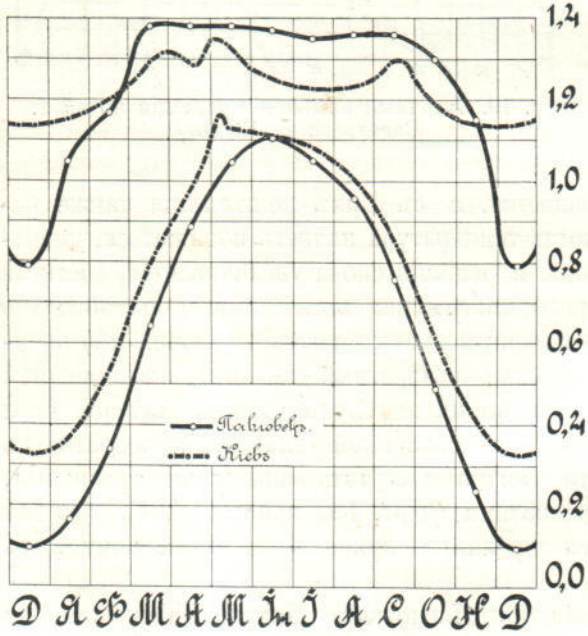
Новѣйшія наблюденія въ Павловскѣ, Москвѣ, Туркестанѣ и т. д. съ компенсаціонными приборами Онгстрема не подтверждаютъ въ суточномъ ходѣ радіаціи полуденнаго ея уменьшенія; по этимъ новымъ даннымъ получается плавная суточная кривая съ максимумомъ около полудня. Не былъ ли полуденный минимумъ радіаціи въ наблюденіяхъ Савельева и др., работавшихъ съ прежними

актинометрами, инструментальною ошибкою прибора (актинографа Крова), до сихъ поръ окончательно не выяснено. Черт. 20 даетъ суточный ходъ радіаціи въ Павловскѣ.

Годовой ходъ для количества лучистой энергіи, получаемой каждымъ квадратнымъ сантиметромъ поверхности, нормальной къ лучамъ солнца, похожъ на суточный: съ января (черт. 21) начинается возрастаніе радіаціи; въ лѣтніе мѣсяцы наблюдается максимумъ. Для Кіева, по Савельеву, опять послѣ максимума въ маѣ происходитъ нѣкоторое пониженіе вслѣдствіе увеличенія въ теплое время года количества паровъ, а въ іюлѣ получается второстепенный минимумъ; затѣмъ радіація снова повышается, достигаетъ второго максимума въ сентябрѣ, за которымъ идетъ опять пониженіе и въ декабрѣ минимумъ. На кривой для Павловска этого лѣтняго минимума почти совершенно не замѣтно.



Черт. 20. Суточныя измѣненія радіаціи въ Павловскѣ.



Черт. 21. Годовыя измѣненія радіаціи въ Кіевѣ и Павловскѣ; верхнія кривыя—для пластинки, нормальной къ лучамъ, нижнія—для горизонтальной земной поверхности.

Въ годовомъ ходѣ количества энергіи, получаемой горизонтальною земною поверхностью, сѣдлообразный минимумъ лѣтомъ для Кіева не такъ сильно выраженъ (на нижней кривой черт. 21); онъ компенсируется до извѣстной степени значительными измѣненіями множителя $\cos\zeta$, на который приходится умножить ординаты верхней кривой, чтобы получить эту послѣднюю.

Прежде чѣмъ закончить разборъ данныхъ, получаемыхъ наблюденіями надъ солнечною радіаціею, интересно задаться вопросомъ, каковы тѣ наибольшія величины солнечной радіаціи, которыя получались около земной поверхности.

Вообще, чтобы получился максимумъ радіаціи, p должно быть по возможности мало; но эти требованія не совмѣстимы при наблюденіяхъ, ибо а) тамъ, гдѣ солнце можетъ находиться въ зенитѣ, и толща атмосферы будетъ наименьшая (на экваторѣ), присутствіе паровъ въ большихъ количествахъ въ нижнихъ слояхъ атмосферы сильно понижаетъ p; б) тамъ же, гдѣ p велико вслѣдствіе уменьшенія паровъ въ атмосферѣ (на полюсѣ), велико и ζ, а слѣдовательно и толща проходимаго слоя воздуха.

Поэтому на 1 квадр. сантиметръ нормальной къ лучамъ поверхности только въ исключительныхъ случаяхъ наблюдалось у земной поверхности больше 1.5 малыхъ калорій (въ Туркестанѣ—до 1.72); на горахъ и нагорьяхъ удавалось (Жансенъ-Валло, Станкевичъ) получать до 2.0 и нѣсколько болѣе малыхъ калорій.

Такимъ образомъ изъ 2.1 калорій, падающихъ на каждый квадратный сантиметръ въ минуту на границахъ атмосферы, до земли только въ исключительныхъ условіяхъ доходитъ 1.7—2.0 калоріи, т. е. до 82%—95% всей энергіи, посылаемой солнцемъ на единицу поверхности. Въ обычный ясный день вблизи земной поверхности при наилучшихъ условіяхъ прозрачности воздуха получается изъ этого количества только 1.5 калорій т. е. всего 70%; остальное все поглощено или разсѣяно атмосферою.

Что касается до общаго количества энергіи, получаемаго единицею (1 см.^{2}) горизонтальной земной поверхности при обычныхъ условіяхъ облачности, то числа, найденныя различными наблюдателями для разныхъ пунктовъ, колеблются, какъ и нужно было ожидать, въ широкихъ предѣлахъ. Такъ по наблюденіямъ Савельева въ Кіевѣ въ среднемъ за 3 года каждый 1 см.^{2} горизонтальной земной поверхности въ сутки получаетъ малыхъ калорій:

мѣсяцы		Я.	Ф.	М.	А.	М.	I.	I.	А.	С.	О.	Н.	Д.	годъ.
въ средн.	$\frac{\text{м. к.}}{\text{см.}^2}$	24	67	99	122	318	325	328	306	227	125	34	13	166
наибольш.	$\frac{\text{м. к.}}{\text{см.}^2}$	—	—	—	—	—	445	527	449	355	194	77	—	—

Общая сумма энергіи, за цѣлый мѣсяцъ получаемой 1 см.^{2} горизонтальной земной поверхности, для Стокгольма напр. по Вестману была въ м. к. на 1 см^2.:

Я.	Ф.	М.	А.	М.	I.	I.	А.	С.	О.	Н.	Д.
378	796	2094	5933	9699	12078	11330	7770	3851	1338	223	133

За цѣлый годъ общее количество энергіи: для Кіева (по Савельеву) 60745 м. к., для Монпелье (по Крова) 71820, для Варшавы (по Горчинскому) 50720, для Шпицбергена (Треуренбергъ, по Вестману) 16820 мал. кал. на 1 см.^{2}.

III. Обмѣнъ тепловой энергіи въ дѣятельномъ и ближайшихъ къ нему слояхъ суши и водъ.

19. **Процессы, возникающіе подъ дѣйствіемъ радіаціи на земной поверхности; дѣятельный слой.** Обезпыленный, чистый, сухой воздухъ обладаетъ, какъ уже было указано, значительною прозрач-

ностью для лучистой энергіи. Не будь въ атмосферѣ, значитъ, никакихъ примѣсей, лучистая энергія проходила бы чрезъ нее почти безъ задержки; слѣдовательно непосредственно здѣсь она не могла бы претерпѣть почти никакихъ трансформацій, не могла бы вызвать никакихъ физическихъ процессовъ или явленій. Но за то она почти цѣликомъ достигала бы земной поверхности,—твердой или жидкой. На самомъ дѣлѣ—это не такъ: твердыя и особенно жидкія частицы, взвѣшенныя въ воздухѣ, поглощаютъ нѣкоторое количество энергіи; часть этой поглощенной ими энергіи тратится на ихъ нагрѣваніе, часть ими посылается на земную поверхность въ видѣ радіаціи небеснаго свода, часть теряется излученіемъ въ междупланетное пространство.

Въ силу прозрачности атмосферы особенное значеніе пріобрѣтаетъ тотъ *поглощающій, дѣятельный*, какъ его принято теперь называть, *слой*, который принимаетъ на себя и задерживаетъ въ большей или меньшей степени падающую на него лучистую энергію. Такимъ принимающимъ энергію слоемъ является жидкая или твердая земная поверхность. Въ послѣднемъ случаѣ т. е. на сушѣ растительный покровъ, который затѣняетъ земную поверхность, защищая ее отъ дѣйствія лучистой энергіи, принимаетъ на себя и роль дѣятельнаго, поглощающаго энергію слоя. Если въ самой прозрачной атмосферѣ образовалась достаточно плотная для того, чтобы поглощать лучистую энергію, поверхность (напр. облако), сторона, обращенная на встрѣчу потоку лучистой энергіи (инсолируемая), является тогда также дѣятельнымъ, поглощающимъ слоемъ; этотъ дѣятельный слой будетъ, конечно, обладать существенно иными свойствами, чѣмъ не прозрачная твердая поверхность суши или растительности, или поверхность водоема.

Притекающая отъ солнца лучистая энергія, поглощаемая принимающимъ ее дѣятельнымъ слоемъ, немедленно трансформируется въ тепловую энергію, что и обнаруживается *повышеніемъ температуры въ этомъ поглощающемъ слоѣ*; часть лучистой энергіи, конечно, отразится отъ этого принимающаго слоя и или задержится поглощающею ее атмосферою, или потеряется, возвращаясь въ междупланетное пространство, въ случаѣ полной прозрачности атмосферы. Количество поглощенной принимающимъ слоемъ энергіи,—а слѣдовательно и его нагрѣваніе,—будутъ зависѣть отъ состава и цвѣта этого принимающаго слоя; будутъ они зависѣть и отъ другихъ его физическихъ свойствъ.

Но поглощающій энергію слой — не изолированная, уединенная отъ сосѣднихъ слоевъ поверхность. Какъ только она нагрѣ-

лась, какъ только образовался *термическій градіентъ* между принимающимъ и сосѣднимъ слоемъ почвы или атмосферы, немедленно и неизмѣнно образуется *тепловой потокъ отъ нагрѣтаго слоя къ болѣе холоднымъ сосѣднимъ*, пропорціональный разности температуръ и коэффиціенту теплопроводности слоевъ. Это—во первыхъ. Во вторыхъ повышеніе температуры какого бы то ни было тѣла сравнительно съ окружающимъ его пространствомъ сопровождается всегда *излученіемъ энергіи*. Какъ только тѣло нагрѣто, немедленно образуется потокъ лучистой энергіи опять въ окружающую, болѣе холодную среду. Основной законъ, которому подчинено это излученіе, — законъ Ньютона, который однако должно разсматривать только, какъ очень грубое приближеніе,—говоритъ, что излученіе это пропорціонально разности температуръ нагрѣтаго тѣла и окружающей его среды; точнѣе, по закону Стефана, оно пропорціонально разности четвертыхъ степеней отъ абсолютныхъ температуръ нагрѣтаго тѣла и окружающей его среды. Въ третьихъ — и въ почвѣ, нагрѣваемой падающими на нее лучами, и въ ея растительномъ покровѣ, и въ водѣ, если эта послѣдняя становится на мѣсто почвы, потокъ энергіи, притекающій отъ солнца, вызоветъ *рядъ физическихъ, химическихъ и физіологическихъ процессовъ*, какъ-то испареніе, усвоеніе питательныхъ веществъ, раствореніе и т. п. Наконецъ, часть энергіи превратится прямо въ *механическую энергію восходящихъ и нисходящихъ потоковъ* въ прилегающемъ къ почвѣ воздухѣ и въ водѣ.

Такимъ образомъ, если черезъ Q обозначить количество лучистой энергіи, падающее въ единицу времени на каждую единицу принимающей ее горизонтальной поверхности, чреза a—количество поглощенной т. е. въ сущности трансформированной въ тепловую при этомъ энергіи, чрезъ r и d—количества отраженной и прошедшей насквозь чрезъ данный слой энергіи, то всегда и неизмѣнно

$$Q = a + r + d.$$

Для почвы, когда ея поверхность является дѣятельнымъ слоемъ, d всегда можно считать нулемъ, и тогда $Q = a + r$. Напротивъ въ томъ случаѣ, когда дѣятельнымъ слоемъ является поверхность растительнаго покрова или водоема, величиною d, какъ показываютъ наблюденія, пренебрегать нельзя.

Количество a энергіи, превращенной въ тепловую и, слѣдовательно, такъ или иначе утилизированной дѣятельнымъ слоемъ, распадается дальше, какъ только что сказано, на величины, для которыхъ можно ввести соотвѣтствующія обозначенія:

q_1 — количество энергіи, отдаваемое теплопроводностью слоямъ почвы, воды, воздуха, непосредственно прикасающимся къ дѣятельному слою,

q_2 — количество энергіи, теряемое излученіемъ,

q_3 — количество энергіи, идущее на испареніе и другіе физическіе про-

цессы въ дѣятельномъ и ближайшихъ къ нему слояхъ почвы, водъ или растительности,

q_4 — количество энергіи, превращенное въ механическую энергію восходящихъ и нисходящихъ токовъ т. е. растраченное путемъ конвекціи.

Согласно сказанному выше

$$a = q_1 + q_2 + q_3 + q_4.$$

Теперь, чтобы показать на конкретныхъ примѣрахъ, въ числовыхъ данныхъ, заимствованныхъ изъ дѣйствительныхъ наблюденій, какія количества энергіи на самомъ дѣлѣ трансформируются дѣятельнымъ слоемъ въ тепловую и затѣмъ утилизируются какъ имъ самимъ, такъ и прилегающими къ нему слоями воздуха и почвы, можно привести нѣкоторыя цифры изъ изслѣдованій Броуна надъ обмѣномъ энергіи въ зеленомъ листѣ и Хомена надъ круговоротомъ энергіи въ почвѣ и воздухѣ.

Въ изслѣдованіяхъ Броуна объектомъ служилъ зеленый листъ подсолнечника. Для него оказалось, если принять Q за 100, въ одномъ рядѣ опытовъ:

$q_1 + q_3$	q_2	d
49.05%	19.55%	31.40%.

При наблюденіяхъ Хомена надъ круговоротомъ энергіи въ различныхъ почвахъ въ одномъ рядѣ опытовъ получены слѣдующія данныя въ калоріяхъ на каждый см.^{2}.

	Q	q_1	q_2	q_3	q_4
гранитъ	482	202	120	—	160
торфяной лугъ . . .	482	44	120	232	86
вересковая песч. почва.	482	89	120	78	195.

Приведенныя числа показываютъ, что по крайней мѣрѣ 20—25% получаемой дѣятельнымъ слоемъ въ дневные часы энергіи теряется излученіемъ, отъ 18 до 40% тратится на нагрѣваніе воздуха путемъ конвекціонныхъ токовъ и 42—64% энергіи утилизировано самою почвою или вообще дѣятельнымъ слоемъ.

Въ ночные часы, когда притокъ лучистой энергіи чрезвычайно слабъ, если не совсѣмъ отсутствуетъ, конечно—потеря энергіи на излученіе и другіе процессы можетъ взять перевѣсъ надъ ея притокомъ. Въ томъ же рядѣ наблюденій Хомена, къ которому относятся приведенныя выше числа, для ночныхъ часовъ получилось:

	Q	q_1	q_2	q_3	q_4
гранитъ. . . .	37	— 164	143	—	58
торфяной лугъ. .	37	— 50	143	37	— 93
песч. вереск. почва.	37	— 84	143	28	— 50

Знакъ—потому, что при этихъ условіяхъ дѣятельный слой вмѣсто того, чтобы получать энергію, явно отнимаетъ ее отъ болѣе теплыхъ почвы и воздуха.

Само собою разумѣется, что для различныхъ комбинацій дѣятельнаго слоя и окружающихъ его слоевъ получатся иныя данныя, варьирующія въ широкихъ предѣлахъ.

Были сдѣланы попытки непосредственными измѣреніями опредѣлить количества тепла, теряемыя единицею земной поверхности путемъ излученія. Измѣренія Шнейдера и Кречмара показали, что при наиболѣе благопріятныхъ условіяхъ близь Вѣны излученіе можетъ достигать до 0.37 м. к. на 1 см.^{2} въ

минуту. Подобныя же наблюденія Ло-Сурдо вблизи Неаполя дали здѣсь предѣлы, въ которыхъ колеблется излученіе съ 1 см.^{2} почвы въ 1 мин.: наибольшій 0.196 м. к., наименьшій 0.08 м. к.

Вслѣдствіе всѣхъ указанныхъ процессовъ окончательное тепловое состояніе принимающей солнечные лучи поверхности будетъ очень сложная функція всѣхъ химическихъ и физическихъ свойствъ не только принимающаго, но и прилегающихъ къ нему слоевъ.

Количества энергіи, потраченныя теплопроводностью и на физическіе и механическіе процессы, въ сущности утилизируются дѣятельнымъ слоемъ снова и въ извѣстной мѣрѣ къ нему возвращаются при обратномъ потокѣ тепловой энергіи или при процессахъ конденсаціи.

Такимъ образомъ краткій обзоръ процессовъ, возникающихъ подъ дѣйствіемъ инсоляціи, приводитъ къ тому выводу, что одновременно съ притокомъ энергіи въ дѣятельномъ слоѣ всегда будетъ идти расходъ или оттокъ полученной энергіи на всѣ эти процессы. Расходъ этотъ долженъ расти по мѣрѣ того, какъ увеличивается количество поглощенной дѣятельнымъ слоемъ энергіи и растетъ его температура. *Окончательное тепловое состояніе дѣятельнаго слоя въ каждый данный моментъ и опредѣлится исключительно этими двумя процессами притока и расхода энергіи: ими исключительно и вызывается, и опредѣляется весь обмѣнъ энергіи въ дѣятельномъ слоѣ, въ почвѣ и въ прилегающихъ къ ней слояхъ атмосферы.* Если преобладаетъ притокъ лучистой энергіи (инсоляція) надъ расходомъ, температура тѣла повышается; если расходъ беретъ перевѣсъ надъ инсоляціею, температура тѣла будетъ понижаться.

Непрерывныя измѣненія инсоляціи и расхода энергіи въ теченіе сутокъ или года вызовутъ такимъ образомъ прежде всего измѣненія температуры въ дѣятельномъ слоѣ; *отсюда путемъ проводимости или механически, конвекціонными потоками эти измѣненія температуры распространятся въ ближайшіе, прилегающіе къ дѣятельному слои воздуха, почвы, водоема.*

Изъ всѣхъ перечисленныхъ выше процессовъ вслѣдствіе прозрачности атмосферы главнѣйшимъ является излученіе. Оно имѣетъ мѣсто при какихъ угодно низкихъ температурахъ и непрерывно уноситъ, то увеличиваясь, то уменьшаясь, изъ принимающаго слоя поглощаемую имъ энергію. Поэтому при обмѣнѣ энергіи въ дѣятельномъ слоѣ ему приходится отвести первенствующее мѣсто.

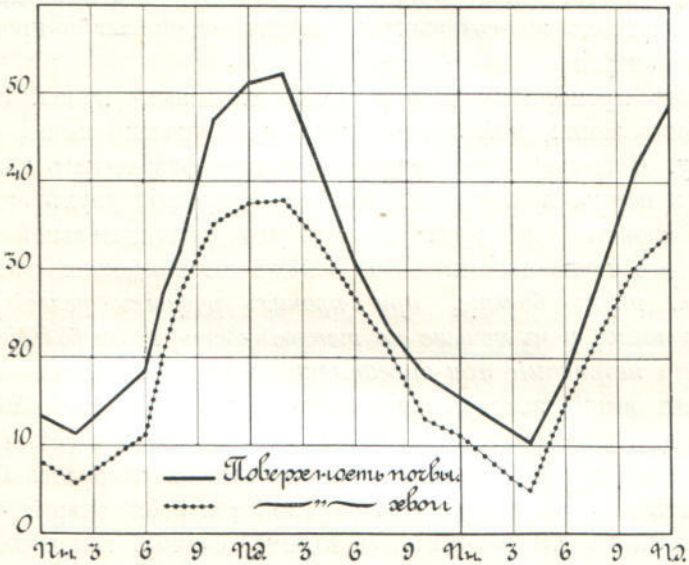
Притокъ лучистой энергіи на земную поверхность начинается съ восходомъ солнца и увеличивается по мѣрѣ поднятія солнца надъ горизонтомъ т. е. по мѣрѣ увеличенія $\cos \zeta$ (уменьшенія

ζ—зенитнаго разстоянія солнца); излученіе, какъ и расходъ энергіи на другіе процессы, тоже увеличивающіеся съ повышеніемъ температуры, остаются, однако, нѣкоторое время количественно ниже притока лучистой энергіи. Поэтому температура дѣятельнаго слоя по мѣрѣ возрастанія *cos* ζ будетъ повышаться соотвѣтственно измѣненіямъ этой величины:—въ утренніе часы она растетъ быстро, къ полудню ея измѣненія тѣмъ меньше, чѣмъ ближе *cos* ζ къ своей наибольшей величинѣ. Въ полдень, когда *cos* ζ наибольшій (зенитное разстояніе солнца—наименьшее), приходъ энергіи будетъ наибольшій. Послѣ полудня, когда зенитное разстояніе солнца начнетъ снова увеличиваться, а *cos* ζ—уменьшаться, притокъ энергіи будетъ уменьшаться, оставаясь въ теченіе нѣкотораго времени еще большимъ расхода; температура дѣятельнаго слоя будетъ поэтому расти нѣкоторое время и послѣ полудня. Она достигнетъ своей *наибольшей величины* (*максимума*), когда приходъ сдѣлается равнымъ расходу. Начиная съ этого момента она начнетъ убывать вслѣдствіе перевѣса расхода энергіи надъ приходомъ,—сначала—медленно, потомъ къ закату солнца все быстрѣе и быстрѣе. Послѣ заката солнца притокъ лучистой энергіи сдѣлается равнымъ нулю (хотя могутъ быть другіе источники, но слабые сравнительно,—напр. передача тепла изъ сосѣднихъ слоевъ, какъ во второмъ рядѣ цифръ, заимствованныхъ изъ работы Хомена); расходъ же энергіи,—главнымъ образомъ на излученіе,—продолжается; поэтому температура дѣятельнаго слоя должна падать и дальше. Такое пониженіе продолжится до тѣхъ поръ, пока не начнется новый притокъ энергіи т. е. *до новаго восхода солнца, когда получится наименьшая температура дѣятельнаго слоя* (*минимумъ температуры*).

Сказанное будетъ наблюдаться наиболѣе рѣзко и рельефно въ то время года, когда притокъ энергіи вообще преобладаетъ надъ ея расходомъ (въ весеннее полугодіе).

Такъ какъ время наступленія наивысшей температуры зависитъ отъ времени наступленія наибольшей радіаціи, а эта послѣдняя бываетъ наибольшею около полудня въ теченіе всего года, то и время наступленія максимума температуры въ дѣятельномъ слоѣ остается близко постояннымъ (нѣсколько позднѣе полудня). Время наступленія минимума зависитъ отъ времени восхода солнца; такъ какъ послѣдній въ различныхъ точкахъ земной поверхности зависитъ отъ широты мѣста и времени года (—только на экваторѣ всегда день равенъ ночи), то и наступленіе минимума придется въ теченіе года на различные часы дня. Черт. 22 даетъ наглядное

представленіе о суточныхъ измѣненіяхъ температуры: для поверхности почвы въ Павловскѣ близь Петербурга и для поверхности хвои сосновой куртины въ Боровомъ лѣсничествѣ (Самарской губ.).



Черт. 22. Суточныя измѣненія температуры въ дѣятельномъ слоѣ.

Сказанное относительно измѣненій температуры дѣятельнаго слоя въ теченіе сутокъ цѣликомъ приложимо и къ годовымъ ея измѣненіямъ.

Впрочемъ къ вопросу о температурѣ дѣятельнаго слоя и ея періодическимъ измѣненіямъ придется еще возвратиться снова впослѣдствіи.

20. **Общія условія, опредѣляющія обмѣнъ тепла въ почвѣ.** Количество энергіи, поглощаемой почвою, какъ физическимъ тѣломъ, опредѣляется ея физическими свойствами: ея составомъ, цвѣтомъ, содержаніемъ въ ней воды и т. п.

Почва представляетъ собою порошкообразное тѣло въ различной степени уплотненія, состоящее изъ крупинокъ или частицъ самыхъ разнообразныхъ размѣровъ, соприкасающихся между собою только очень небольшою частью своей поверхности и отдѣленныхъ другъ отъ друга пористыми промежутками, заполненными обыкновенно или воздухомъ, смѣшаннымъ съ парами воды, или, при очень влажныхъ почвахъ, прямо водою, или почвенными растворами. При такомъ строеніи почвы передача тепловой энергіи отъ поверхностнаго слоя къ нижележащимъ можетъ происходить только въ сла-

бой степени и очень медленно вслѣдствіе малой теплопроводности подобныхъ порошкообразныхъ тѣлъ; а малая теплопроводность есть естественное слѣдствіе того, что отдѣльныя крупинки почвы касаются другъ друга только весьма малою частью своей поверхности, въ промежуткахъ же содержится воздухъ, очень слабо проводящій тепловую энергію.

Потокъ лучистой энергіи въ видѣ солнечныхъ лучей, падая на поверхность земли, повышаетъ, какъ уже указано выше, ея температуру. Повышеніе температуры любого физическаго тѣла подъ вліяніемъ потока лучистой энергіи есть функція двухъ его физическихъ свойствъ по преимуществу: его поглощательной способности и его теплоемкости. *Чѣмъ больше его поглощательная способность, тѣмъ больше, при прочихъ равныхъ условіяхъ, нагрѣется тѣло*; *чѣмъ меньше его теплоемкость, тѣмъ больше опять будетъ его нагрѣваніе при опредѣленномъ притокѣ тепловой энергіи*,—тѣмъ выше, значитъ, его температура, ибо, какъ извѣстно, количество полученнаго тѣломъ тепла Q всегда при массѣ m, теплоемкости c и при повышеніи температуры на t° будетъ $Q = mct$. Когда затѣмъ отъ поверхностнаго слоя тепловая энергія начнетъ передаваться къ слѣдующимъ, сосѣднимъ слоямъ, величина теплового потока, направленнаго отъ одного слоя къ другому, опредѣлится разностью температуръ двухъ смежныхъ слоевъ и теплопроводностью почвы. Такимъ образомъ приходится прежде всего разсмотрѣть, отъ какихъ условій главнѣйшимъ образомъ зависитъ теплоемкость и теплопроводность почвы.

Само собой разумѣется, что прежде всего обѣ эти величны будутъ зависѣть отъ состава почвы. Затѣмъ при почвѣ опредѣленнаго состава и теплоемкость, и теплопроводность почвы весьма сильно зависятъ отъ влажности почвы, — отъ содержанія въ ней воды. Вода—тѣло, обладающее наибольшей извѣстной теплоемкостью; поэтому съ увеличеніемъ содержанія воды теплоемкость почвы увеличивается. Параллельно съ увеличеніемъ теплоемкости должно при прочихъ равныхъ условіяхъ уменьшаться нагрѣваніе почвы. Подобное же отношеніе къ содержанію воды наблюдается и для теплопроводности почвы. По мѣрѣ того, какъ наполняющіе промежутки между частицами пузырьки сухого воздуха обогащаются парами воды, теплопроводность почвы увеличивается.

Чтобы охарактеризовать въ этихъ отношеніяхъ ту среду, о которой теперь идетъ рѣчь, могутъ служить нижеслѣдующія цифры. Надо, однако, предварительно замѣтить, что для характеристики почвъ по отношенію къ тепловой энергіи принято употреблять *объемную теплоемкость* даннаго вещества.

Выгода такой величины ясна: такъ какъ потокъ энергіи (лучистой, тепловой, вообще какой угодно) характеризуется количествомъ энергіи на единицу поверхности, то понятно, что отъ теплоемкости, отнесенной къ единицѣ массы, какъ обыкновенно, выгодно перейти къ теплоемкости, отнесенной къ единицѣ объема, т.-е. къ теплоемкости столба даннаго вещества съ сѣченіемъ въ 1 кв. единицу. Получить объемную теплоемкость легко, зная плотность даннаго вещества: она будетъ — произведеніе изъ плотности тѣла на теплоемкость единицы массы.

Объемная теплоемкость т.-е. количество тепловой энергіи, нужное для повышенія на 1^0 температуры 1 куб. см. данной почвы по Митчерлиху слѣдующая:

кварцевый песокъ сухой . . .	0.302
гумусъ сухой	0.148
глина сухая	0.240
торфъ	0.601

Съ увеличеніемъ влажности въ почвѣ теплоемкость ея легко поддается вычисленію; такимъ путемъ Митчерлихомъ вычислены слѣдующія объемныя теплоемкости

	при влажности въ %% отъ наибольшей возможной:				
	0	20	50	80	100
песокъ . . .	0.302	0.385	0.510	0.634	0.717
гумусъ . . .	0.148	0.300	0.525	0.751	0.902
глина . . .	0.240	0.357	0.532	0.706	0.823

Эти цифры уже даютъ прямо то количество тепловой энергіи, которое нужно затратить для нагрѣванія 1 см.^{3} на 1^0 почвы въ видѣ крупинокъ съ промежутками, заполненными воздухомъ, водяными парами и жидкою водою.

Что касается теплопроводности почвы, то коэффиціентъ внутренней теплопроводности можно принять:

для твердыхъ частей почвы	0.0001 — 0.0006
для почвенной воды.	0.00124
для почвеннаго воздуха	0.00005

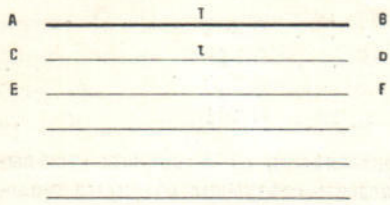
Для песчаной почвы при промежуткахъ, заполненныхъ воздухомъ, водяными парами или водою, по Громану получается коэффиціентъ внутренней теплопроводности

при различной влажности въ %%:			
0	5	15	20
0.00026	0.00114	0.00190	0.00252

Для гумуса, глины и др. почвъ такія цифры отсутствуютъ.

Но кромѣ измѣненія теплоемкости и теплопроводности вода должна еще инымъ образомъ вліять на температуру почвы. Испаряясь при любой температурѣ и при томъ тѣмъ сильнѣе, чѣмъ выше температура, вода будетъ часть поступающей тепловой энергіи отнимать и утилизировать на испареніе; а это сейчасъ же должно соотвѣтственно уменьшить нагрѣваніе данной массы почвы.

Теперь допустимъ, что имѣемъ почву данной теплоемкости и данной, опредѣленной теплопроводности. *Вслѣдствіе періодичности суточной и годовой въ притокѣ энергіи температура поверхности, поглощающей энергію, какъ уже было указано выше, должна имѣть суточный и годовой ходъ.* Пусть напр. дѣятельный слой AB (черт. 23) на поверхности почвы нагрѣлся; пусть его температура подъ вліяніемъ этого нагрѣванія въ данный моментъ повысится на T градусовъ и далѣе затѣмъ не измѣняется. Распространяясь отъ слоя AB къ слѣдующему, подъ нимъ лежащему, тепловая энергія чрезъ нѣкоторое время и здѣсь начнетъ повышать температуру, но повышеніе въ слоѣ CD будетъ уже меньше,— нѣкоторое t, ибо тепловая энергія частію уже потратилась на прогрѣваніе слоя отъ AB до CD. Чѣмъ меньше теплопроводность почвы, тѣмъ меньше t и тѣмъ медленнѣе въ CD будетъ повышаться температура. Въ EF повышеніе будетъ еще меньше и наступитъ еще позднѣе по тѣмъ же причинамъ; и т. д. Значитъ,—должно въ силу малой теплопроводности по мѣрѣ углубленія въ почву наблюдаться: 1) *уменьшеніе избытковъ температуръ* и 2) *запаздываніе наступленія максимумовъ и минимумовъ ихъ.*



Черт. 23. Схема передачи тепла въ почвѣ.

При періодическихъ измѣненіяхъ температуры въ верхнемъ принимающемъ слоѣ дѣло еще осложняется. Въ послѣполуденные часы наблюдается постоянно, что въ CD или EF (черт. 23) идетъ еще повышеніе температуры, когда уже на верху началось подъ вліяніемъ излученія пониженіе температуры, такъ что ходъ температуры на верху и на глубинѣ оказывается одинъ другому обратный, и наоборотъ внизу можетъ еще продолжаться пониженіе температуры, тогда какъ въ верхнихъ слояхъ уже идетъ ея повышеніе.

Назовемъ *амплитудой* температурныхъ колебаній разность между наивысшею и наинизшею температурою даннаго слоя за опредѣленный промежутокъ времени.

Теоретическое изслѣдованіе законовъ распространенія потока тепловой энергіи въ почвѣ привело Фурье къ установкѣ слѣдующихъ основныхъ законовъ для этого явленія [1]).

---

[1]) Теорія теплопроводности, созданная Фурье для тѣлъ изотропныхъ или сыпучихъ и распространенная Дюгамелемъ на тѣла не изотропныя, даетъ возможность строго теоретически проанализировать и разсматриваемый случай.

а) *Амплитуда температурныхъ колебаній весьма быстро должна уменьшаться съ глубиной; она убываетъ въ прогрессіи геометрической, когда глубины растутъ въ прогрессіи ариѳметической.*

Какъ извѣстно, когда вообще въ нѣкоторой средѣ распространяется тепловая волна отъ нѣкотораго нагрѣваемаго слоя (напр. отъ нагрѣваемой поверхности), основное уравненіе теплопроводности, выражающее тепловой потокъ чрезъ любую часть этой среды, будетъ:

$$\delta c \frac{d\vartheta}{dt} = k \left(\frac{d^2\vartheta}{dx^2} + \frac{d^2\vartheta}{dy^2} + \frac{d^2\vartheta}{dz^2} \right) = k\Delta\vartheta.$$

Здѣсь k—коэффиціентъ внутренней теплопроводности, δ—плотность, c—теплоемкость, ϑ—температура и t—время. Уравненіе это выражаетъ въ сущности тотъ экспериментально обоснованный фактъ, что *при перемѣнномъ тепловомъ состояніи тѣла за элементъ времени приращеніе количества тепла въ элементарномъ* параллелепипедѣ *~~прямоугольникѣ~~, стороны котораго—dx, dy, dz, пропорціонально суммѣ частныхъ приращеній температурнаго градіента* $\left(\frac{d\vartheta}{dx} \cdot \cdot \cdot\right)$ *на каждой изъ этихъ длинъ съ одной стороны, а съ другой стороны это приращеніе количества тепла можетъ быть прямо выражено черезъ произведеніе объемной теплоемкости на измѣненіе температуры за данный элементъ времени* $\left(\frac{d\vartheta}{dt}\right)$. Извѣстное уравненіе стаціонарнаго распредѣленія температуръ при установившемся тепловомъ потокѣ—только частный случай этого уравненія, когда $\frac{d\vartheta}{dt} = 0$.

Написанное уравненіе теплового потока можетъ быть, какъ это и дѣлается обыкновенно, написано еще проще такъ:

$$\frac{d\vartheta}{dt} = \frac{k}{\delta c} \Delta\vartheta = a^2\Delta\vartheta.$$

Тогда величина $a^2 = \frac{k}{\delta c}$ будетъ такъ называемый *коэффиціентъ температурной проводимости*, равный отношенію коэффиціента внутренней теплопроводности къ объемной теплоемкости данной среды,—величина, играющая въ теоріи теплопроводности не меньшее значеніе, чѣмъ k,—коэффиціентъ внутренней теплопроводности.

Пусть нагрѣваемый слой среды мѣняетъ свою температуру періодически по уравненію:

$$\vartheta = \vartheta_0 \cos 2\pi \frac{t}{T},$$

гдѣ ϑ_0—амплитуда, T—періодъ колебанія температуры въ этомъ начальномъ слоѣ. Если теперь отъ этого начальнаго слоя переходить къ слою, отстоящему отъ него на разстояніе x, то амплитуды будутъ по мѣрѣ возрастанія x убывать, а фаза колебанія запаздывать. Для глубины x по Фурье температура здѣсь въ любой моментъ будетъ

$$\vartheta = \vartheta_0 e^{-x\sqrt{\frac{\pi}{a^2T}}} \cos \frac{2\pi}{T} \left(t - \frac{x}{2a}\sqrt{\frac{\pi}{T}} \right). \quad \ldots\ldots\ldots (A).$$

Отношеніе

$$\frac{\vartheta}{\vartheta_0} = e^{-x\sqrt{\frac{\pi}{a^2T}}} \quad \ldots\ldots\ldots (Б)$$

b) *Запаздываніе въ наступленіи максимальныхъ и минимальныхъ температуръ пропорціонально глубинѣ.*

c) *При температурныхъ измѣненіяхъ съ различными періодами амплитуды составляютъ одну и туже часть поверхност-*

дастъ величину затуханія т. е. уменьшенія амплитуды (при cos = 1) съ возрастаніемъ x, а уголъ

$$\varphi = \frac{x}{2a}\sqrt{\frac{\pi}{T}} \quad \ldots\ldots\ldots (B)$$

опредѣлитъ фазу колебанія на разстояніи x. Обратная этой послѣдней величина

$$v = \frac{2a}{x}\sqrt{\frac{T}{\pi}} \quad \ldots\ldots\ldots (\Gamma)$$

даетъ скорость распространенія температурной волны въ данной средѣ.

Исходя изъ написаннаго уравненія (А), нетрудно видѣть на самомъ дѣлѣ, что для температурной волны опредѣленнаго періода T, углубляющейся въ *однородную* почву т. е. такую для которой $a^2 = \text{Const.}$, изъ (Б) прямо получается величина амплитуды для любой глубины; она будетъ

$$\theta = \theta_0 e^{-x\sqrt{\frac{\pi}{a^2T}}}$$

или $\lg \theta_0 - \lg\theta = x\sqrt{\frac{\pi}{a^2T}} = xN$ или еще далѣе, полагая $\lg \theta_0 = M$, $\lg\theta = M - xN$ т. е. *амплитуды убываютъ въ прогрессіи геометрической, когда глубины растутъ въ прогрессіи ариѳметической* (1-ый законъ Фурье).

Затѣмъ изъ (В) при наибольшемъ значеніи фазы, когда Cos = 1, должно быть для глубины x

$$t = \frac{x}{2a}\sqrt{\frac{\pi}{T}},$$

для глубины x_1

$$t_1 = \frac{x_1}{2a}\sqrt{\frac{\pi}{T}},$$

или $t : t_1 = x : x_1$ т. е. *времена наступленія максимума температуры запаздываютъ пропорціонально глубинамъ* (2-ой законъ Фурье).

Наконецъ, если приходится имѣть дѣло съ температурными волнами различныхъ періодовъ, то изъ (Б), полагая для двухъ такихъ волнъ $\frac{\theta'}{\theta_0'} = \frac{\theta''}{\theta_0''}$ имѣемъ:

$$e^{-\frac{x_1}{a}\sqrt{\frac{\pi}{T_1}}} = e^{-\frac{x_2}{a}\sqrt{\frac{\pi}{T_2}}},$$

—равенство, которое имѣетъ мѣсто только при условіи

$$\frac{x_1}{a}\sqrt{\frac{\pi}{T_1}} = \frac{x_2}{a}\sqrt{\frac{\pi}{T_2}}$$

или

$$x_1 : x_2 = \sqrt{T_1} : \sqrt{T_2},$$

т. е. *глубины, на которыхъ амплитуды двухъ различныхъ температурныхъ волнъ составляютъ одну и туже долю амплитуды поверхностной, относятся какъ корни квадратные изъ длины періодовъ* (3-й законъ Фурье).

ной амплитуды—на глубинахъ, пропорціональныхъ корню квадратному изъ продолжительности періода; т. е. для амплитуды, равной напр. 0,1 полной ея величины для поверхности почвы, при суточномъ и годовомъ періодѣ—глубины:

$$\frac{p_1}{p_2} = \frac{\sqrt{T_1}}{\sqrt{T_2}} = \frac{\sqrt{1}}{\sqrt{365}} = \frac{1}{19.1}.$$

Точно тоже будетъ, если взять напр. амплитуды, составляющія 0.001 амплитуды на поверхности. Наблюденія, какъ увидимъ далѣе, показываютъ дѣйствительно, что годовыя амплитуды дѣлаются совершенно незамѣтными на глубинѣ, въ 19 разъ приблизительно большей, чѣмъ глубина, на которой исчезаютъ измѣримыя нашими термометрами амплитуды суточныхъ колебаній температуры въ почвѣ.

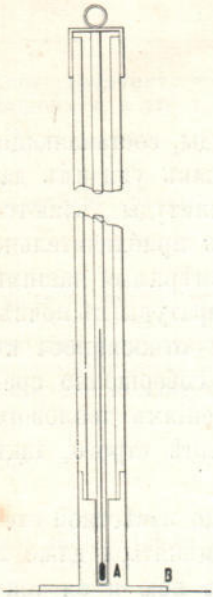
Необходимо замѣтить здѣсь, что законы эти, относящіеся къ распространенію тепловой энергіи въ однородной совершенно срединѣ, въ приложеніи къ дѣйствительнымъ измѣненіямъ теплового потока въ почвѣ не могутъ быть примѣнены вполнѣ строго, такъ какъ:

а) составъ почвы отъ слоя къ слою можетъ до извѣстной степени измѣняться, равно какъ будетъ все время мѣняться даже и для одной и той же почвы влажность, а вмѣстѣ съ нею и ея теплоемкость и теплопроводность;

б) и колебанія температурныя въ поверхностномъ слоѣ будутъ выражаться не простою синусоидою, какъ предполагаютъ эти законы, а болѣе сложною функціею.

21. **Методы опредѣленія температуры почвы.** Для изслѣдованія распредѣленія теплоты въ различныхъ слояхъ почвы и для изученія въ нихъ температуры употребляются *почвенные термометры (геотермометры)*. Для поверхностныхъ или близкихъ къ поверхности слоевъ вполнѣ примѣнимы и наиболѣе пригодны обычные термометры съ нѣсколько удлиненною стеклянною трубкою, позволяющіе дѣлать отсчетъ по надземной шкалѣ, не вытягивая термометра изъ почвы. Для большихъ глубинъ приходится примѣнять особые почвенные термометры. Главная особенность такихъ термометровъ заключается въ томъ, что для измѣренія температуры почвы термометръ долженъ обладать большою инерціею; а для этого приходится шарикъ обыкновеннаго ртутнаго термометра окружать дурно проводящею тепло массою (обыкновенно—саломъ или парафиномъ, смѣшанными съ металлическими опилками или различными порошкообразными массами). Это дѣлается съ тою цѣлью, чтобы дать возможность наблюдающему спокойно вытянуть термометръ, погру-

женный на желаемую глубину въ почву, и отсчитать его температуру, нерѣдко значительно отличающуюся отъ температуры окружающаго воздуха. Вслѣдствіе дурной проводимости тепла массами, окружающими шарикъ термометра, наблюдающій успѣетъ сдѣлать отсчетъ по нему прежде, чѣмъ показанія термометра измѣнятся. Такой термометръ, (черт. 24) заключенный въ металлическую оправу, укрѣпляется на деревянномъ стержнѣ и вмѣстѣ съ этимъ стержнемъ вставляется въ наружную оболочку изъ роговаго каучука; такая оболочка, — какъ плохой проводникъ,—не будетъ передавать тепло сверху внизъ. Нижній конецъ такой оболочки снабжаютъ обыкновенно гильзою и дискомъ изъ красной мѣди; оправа термометра, войдя въ гильзу, плотно къ ней прикасается. Мѣдный дискъ на гильзѣ служитъ для лучшаго прикосновенія термометра къ тѣмъ слоямъ почвы, температура которыхъ измѣряется.

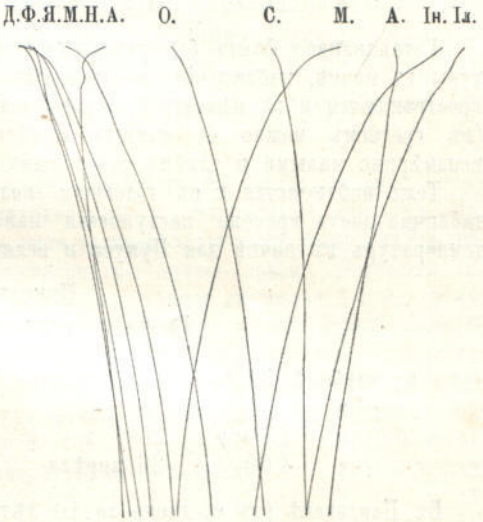


Черт. 24. Термометръ для опредѣленія температуры почвы.

Чтобы получить всѣ измѣненія температуры между сроками наблюденій, употребляются иногда почвенные термографы. Въ такомъ термографѣ пріемникомъ служитъ цилиндрическій резервуаръ изъ хорошо проводящаго тепло вещества (латуни), наполненный толуоломъ, который закапывается на желаемую глубину. Этотъ пріемникъ посредствомъ тонкой металлической трубки соединяется съ обыкновеннымъ тонкостѣннымъ резервуаромъ термографа Ришара (см. стр. 18). Всѣ измѣненія температуры, вслѣдствіе неодинаковости коэффиціентовъ расширенія твердаго тѣла и жидкости, будутъ вліять на этотъ второй резервуаръ самопишущаго прибора, заставляя его при повышеніи температуры распрямляться и, слѣдовательно, подымать пишущее перо вверхъ, а при пониженіяхъ температуры наоборотъ—опускать. Запись производится также, какъ въ обыкновенномъ термографѣ.

22. **Періодическія измѣненія температуры почвы по наблюденіямъ.** Изученіе температуры различныхъ слоевъ почвы при помощи геотермометровъ показываетъ, что поверхностный слой почвы, какъ это и должно быть, нагрѣвается и охлаждается гораздо значительнѣе, нежели находящійся надъ нимъ воздухъ и лежащіе подъ нимъ слои почвы. Разность между наивысшею и наинизшею температурами,—амплитуда температурныхъ колебаній,—какъ въ теченіе су-

токъ, такъ и въ продолженіе года въ поверхностномъ слоѣ несравненно поэтому больше, нежели для воздуха и почвы. По мѣрѣ углубленія отъ поверхности почвы въ ея толщу амплитуды какъ суточныхъ, такъ и годовыхъ колебаній, какъ это и должно быть, быстро уменьшаются. Съ возрастаніемъ глубины и время наступленія максимальныхъ и минимальныхъ температуръ для даннаго слоя начинаетъ запаздывать, — и это запаздываніе быстро растетъ съ увеличеніемъ глубины. Для различныхъ родовъ почвы и въ различныхъ по своимъ климатическимъ особенностямъ мѣстностяхъ земного шара убываніе амплитудъ и запаздываніе въ наступленіи суточныхъ и годовыхъ максимумовъ и минимумовъ температуры для одной и той же глубины весьма неодинаково: но существованіе этихъ характерныхъ особенностей распространенія тепла въ почвѣ установлено наблюденіями для всего земного шара.



Черт. 25. Распредѣленіе температуръ въ покрытой почвѣ по отдѣльнымъ мѣсяцамъ для Лѣсного Института.

Черт. 25 даетъ наглядное представленіе объ уменьшеніи амплитуды съ глубиною для Лѣсного Института. Для построенія его были нанесены кривыя распредѣленія температуръ въ почвѣ за каждый мѣсяцъ, причемъ температуры откладывались по оси абсциссъ (возрастаютъ слѣва направо), а глубина по ординатамъ. Огибающія ясно опредѣляютъ величину амплитуды на какой угодно глубинѣ.

Слѣдующія цифры, дающія время наступленія наивысшей и наинизшей температуры въ теченіе сутокъ и разности между этими температурами, подтверждаютъ выше сказанное.

Павловскъ, близь Спб., 60° с. ш. (въ среднемъ годовомъ).

	Суточный ходъ.		
	Время наступл. наибольш. t°.	Время наст. наим. t°	Амплитуда.
На поверхности почвы	1.2 ч. дня	3.4 ч. утра	14°.1
На глубинѣ 20 см.	6.2 » дня	8.1 » »	2°.7
» 40 »	11.7 » ночи	12.8 » »	1°.0
» 80 »	7.0 » утра	7.0 » веч.	0°.2

Нукусъ (средн. Азія) $42^{01}/_{2}$ с. ш. (среднія за Іюнь).

Суточный ходъ.

	Время наступленія наимен. темп. за сутк.	Время наступленія наиб. темп. за сутк.	Амплит.
Поверхность почвы	4 ч. 20 м. у.	12 ч. 45 м. дня	40°.3
на глуб. 5 см.	5 » 30 » »	4 » 30 » в.	15°.3
» 10 см.	6 » 25 » »	6 » 10 » в.	11°.1
» 20 см.	9 » 36 » »	8 » 35 » в.	5°.0

Устанавливая фактъ быстраго уменьшенія суточныхъ колебаній температуры въ почвѣ, наблюденія показываютъ, что колебанія эти далеко не распространяются и на нѣкоторой, сравнительно очень незначительной глубинѣ (въ среднемъ можно ее считать приблизительно около 1 м.) дѣлаются неизмѣримо малыми и затѣмъ совершенно исчезаютъ.

Тоже наблюдается и съ годовыми колебаніями температуры. Слѣдующая табличка даетъ времена наступленія наибольшихъ и наименьшихъ годовыхъ температуръ въ почвѣ для Нукуса и величины амплитудъ.

Нукусъ. Годовой ходъ.

	Время наступленія наимен. темпер.	Время наступленія наибольшей темп.	Амплит.
на глубинѣ 10 см.	1 февраля	18 іюля	34°.3
» 80 »	15 »	28 »	24°.1
» 1.60 м.	25 »	21 августа	15°.4
» 4.00 »	26 апрѣля	31 октября	4°.0

Въ Павловскѣ (въ среднемъ за 10 лѣтъ) годовой ходъ.

	Время наступленія наименьш. темп.	Время наступлен. наибольш. темп.	Амплит.
	позднѣе чѣмъ на поверхности.		
на поверхности почвы	—	—	73°.3
на глубинѣ 10 см.	на 2 дня	на 9 дней	49°.2
» 80 »	» 23 »	» 23 »	19°.8
» 160 »	» 77 »	» 43 »	11°.8
» 320 »	» 108 »	» 76 »	6°.3

Годовыя колебанія, слѣдовательно, также быстро уменьшаются съ углубленіемъ въ почву и должны исчезнуть на нѣкоторой глубинѣ (въ среднемъ около 20 метровъ) большей, чѣмъ та, на которой исчезаютъ колебанія суточныя. Въ Лѣсномъ 1½ года наблюдалась температура на глубинѣ 19.6 м. въ буровой скважинѣ и за все время наблюденій оказалась неизмѣнной и равной 6°.1. Разная величина промежутковъ между наступленіемъ максимума и минимума температуры въ одномъ и томъ же почвенномъ слоѣ зависитъ отъ различнаго состоянія почвы: при наступленіи минимума она мерзлая или влажная, а при наступленіи максимума она сухая.

Можно очень наглядно графически представить распредѣленіе тепла въ почвѣ для какого либо пункта земной поверхности, строя особую систему линій и откладывая на разграфленной бумагѣ по горизонтальному направленію время, по вертикальному глубины.

Соединяя непрерывною кривою всѣ глубины, имѣющія въ различные моменты одну и туже температуру, получаютъ систему линій, называемыхъ *термо-изоплетами*. Примѣръ подобныхъ изоплетъ данъ на черт. 26 и 27, гдѣ изображенъ ходъ температуры на различныхъ глубинахъ въ почвѣ, сохраняющей свой естественный покровъ—какъ лѣтомъ, такъ и зимою въ Лѣсномъ, въ среднемъ за 15 лѣтъ и на почвѣ, круглый годъ лишенной покрова. Подобныя системы линій позволяютъ весьма наглядно представить, какъ передается тепло отъ поверхностнаго въ болѣе глубокіе, ниже его лежащіе слои. На нихъ видно прекрасно также и запаздываніе съ возрастаніемъ глубины.

Общіе результаты наблюденій надъ температурою почвы, до сихъ поръ произведенныхъ, можно вкратцѣ охарактеризовать слѣдующимъ образомъ. Наблюденія эти установили вообще два типа распредѣленія температуръ въ почвѣ. Въ одномъ типѣ среднія годовыя температуры почвы вообще убываютъ отъ поверхности вглубь,—по крайней мѣрѣ до глубины не менѣе 15 м.; почва все время теплѣе воздуха. Это типъ, какъ его назвалъ пр. Воейковъ, *солнечный*,—типъ, который можно, пожалуй, еще вѣрнѣе назвать *типомъ инсоляціи* по преимуществу. Это распредѣленіе температуръ встрѣчается на всѣхъ станціяхъ, наблюдавшихъ температуру почвы въ тропикахъ; въ среднихъ широтахъ этотъ типъ измѣненія средней годовой температуры въ почвѣ встрѣчается при наблюденіяхъ надъ температурами почвы, лишенной своего естественнаго покрова.

Типичнѣйшимъ примѣромъ такого распредѣленія температуръ въ почвѣ могутъ служить наблюденія въ Тифлисѣ, какъ видно изъ слѣдующей таблички.

Среднія годовыя температуры.

Воздухъ.	Почва на глубинѣ въ см.:						
	1	20	40	84	165	226	647
12°.3	16°.3	15°.7	15°.4	15°.3	15°.1	14°.7	14°.5

Другой типъ,—*типъ излученія* (по Воейкову), наблюдается въ среднихъ широтахъ при почвахъ, одѣтыхъ естественнымъ своимъ покровомъ. Здѣсь почва также теплѣе воздуха въ среднемъ годовомъ, но температура повышается съ возрастаніемъ глубины. Этотъ типъ вообще выраженъ въ среднихъ широтахъ тѣмъ рѣзче, чѣмъ слабѣе въ данномъ пунктѣ инсоляція и чѣмъ короче теплое время года.

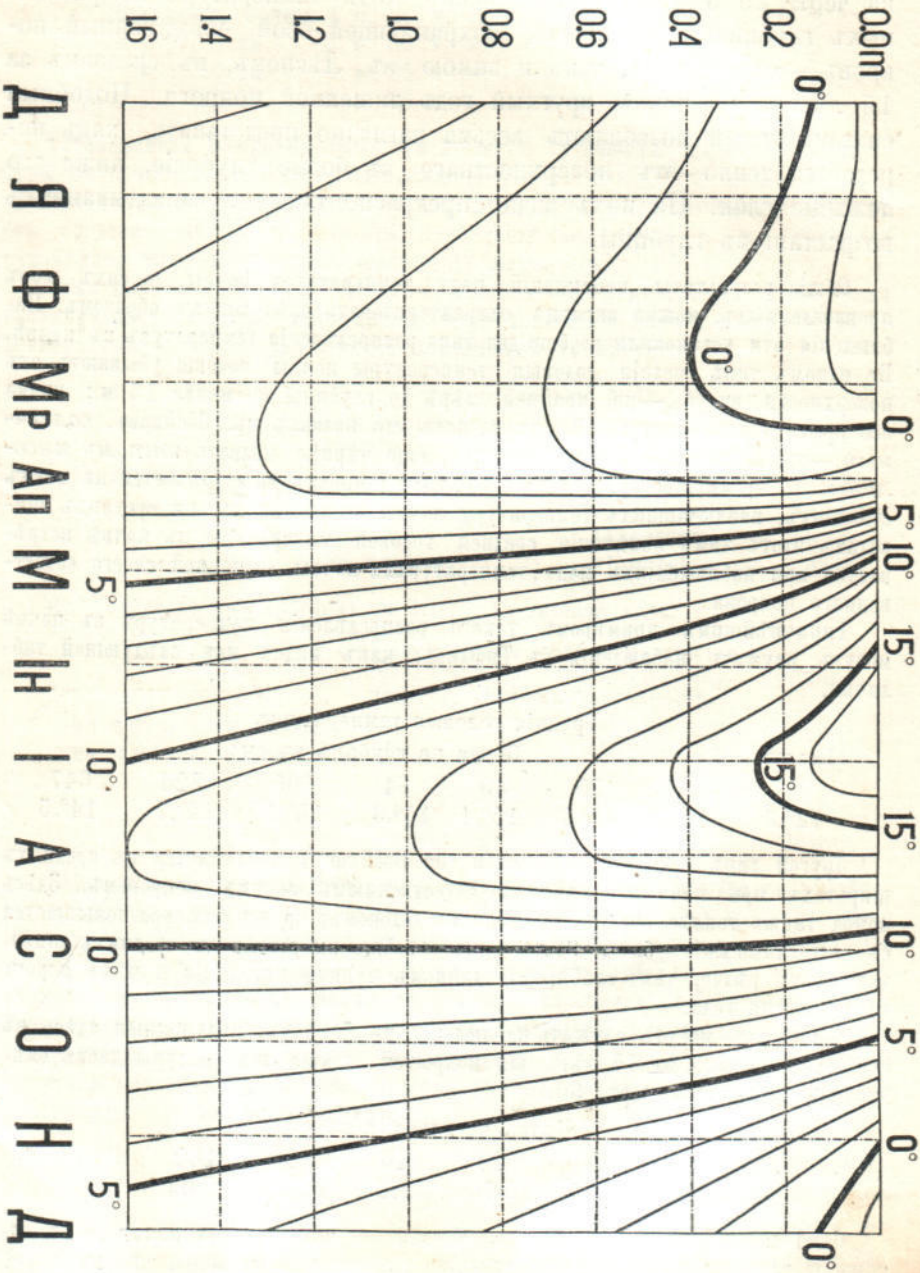
Примѣромъ могутъ служить наблюденія въ Лѣсномъ; полученныя здѣсь въ среднемъ годовомъ за 15 лѣтъ для покрытой почвы температуры даетъ слѣдующая табличка и черт. 30.

Почва на глубинѣ въ см.:

0	10	20	40	80	160
5.69	5.75	5.70	5.82	6.01	6.09

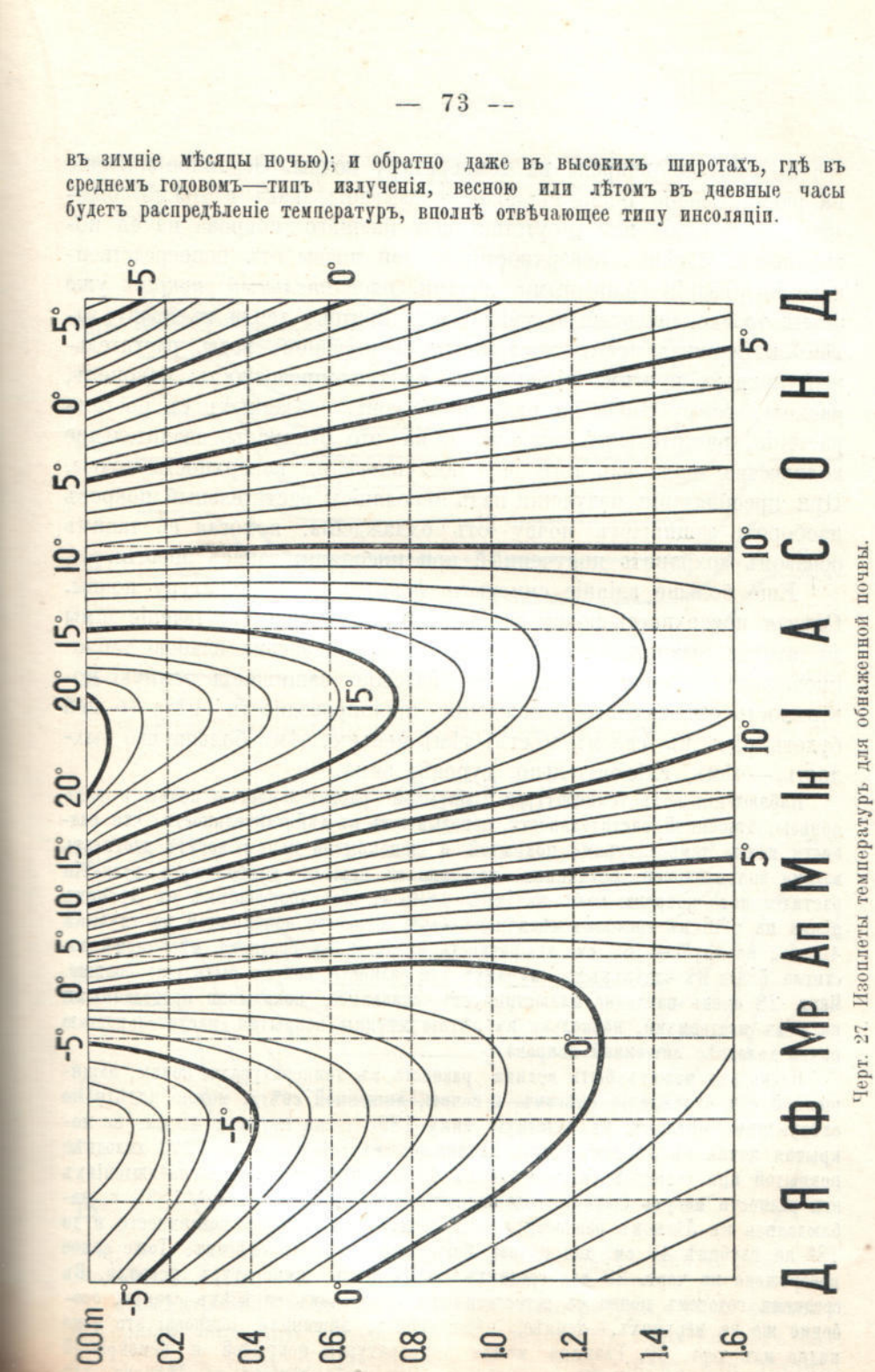
Само собою разумѣется, что въ отдѣльные моменты дня или года въ одномъ и томъ же пунктѣ распредѣленіе температуръ по вертикали въ почвѣ

можетъ быть очень различное: такъ при преобладаніи излученія, особенно въ холодные зимніе мѣсяцы, будетъ наблюдаться типъ излученія даже и тамъ, гдѣ въ среднемъ годовомъ мы находимъ типъ инсоляціи (напр. въ Тифлисѣ



Черт. 26. Изоплеты температуръ для покрытой почвы.

въ зимніе мѣсяцы ночью); и обратно даже въ высокихъ широтахъ, гдѣ въ среднемъ годовомъ—типъ излученія, весною или лѣтомъ въ дневные часы будетъ распредѣленіе температуръ, вполнѣ отвѣчающее типу инсоляціи.



Черт. 27 Изоплеты температуръ для обнаженной почвы.

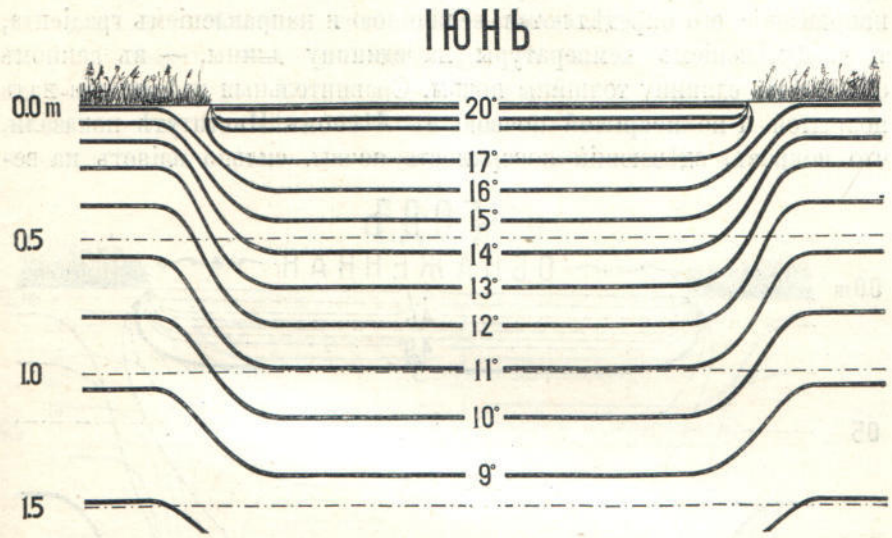
23. **Вліяніе покрова на температуру почвы.** Огромное значеніе на распредѣленіе тепла въ почвѣ оказываетъ, какъ и дожно ожидать, присутствіе или отсутствіе естественнаго покрова на ея поверхности. Затѣняя поверхностный слой почвы отъ непосредственнаго нагрѣванія солнечными лучами, *растительный покровъ* уже этимъ только значительно уменьшаетъ притокъ тепла въ почву; затѣмъ высушивая почву усиленнымъ испареніемъ воды, растительный покровъ и этимъ уменьшаетъ ея теплопроводность; наконецъ, расходуя массу тепла на рядъ процессовъ, связанныхъ съ ростомъ растенія, растительный покровъ и на это отнимаетъ значительное количество тепла изъ того, что поступаетъ на поверхность почвы. При преобладаніи излученія надъ инсоляціею растительный покровъ наоборотъ защищаетъ почву отъ охлажденія, помогая ей такимъ образомъ сохранить полученный при инсоляціи запасъ энергіи.

Еще больше вліяніе *снѣжнаго покрова* на температуру почвы. Одѣвая поверхность почвы толстымъ и обыкновенно въ теченіе зимы достаточно рыхлымъ слоемъ, отличающимся весьма слабою теплопроводностью, снѣжный покровъ надежно защищаетъ земную поверхность отъ зимняго охлажденія: теплопроводность снѣга (о ней будетъ рѣчь въ своемъ мѣстѣ) тѣмъ меньше, чѣмъ больше его рыхлость,—чѣмъ, слѣдовательно, суровѣе зима.

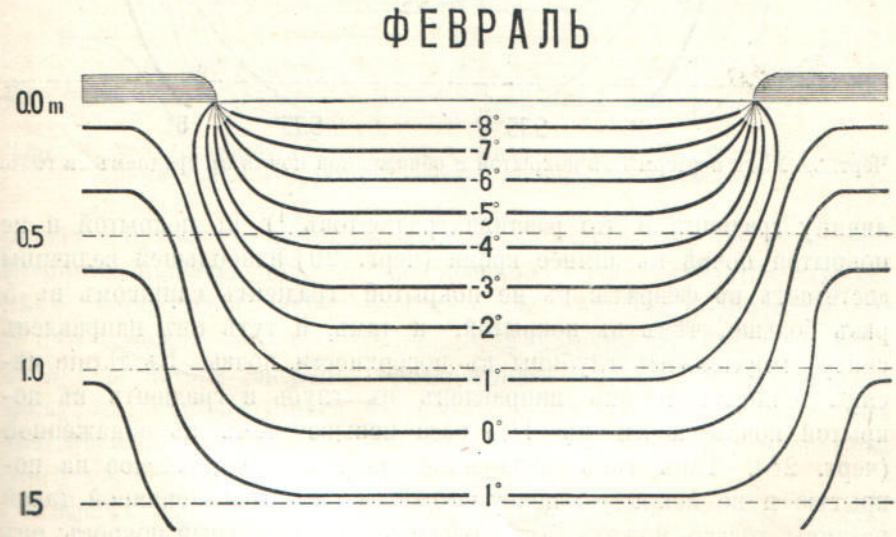
Наблюденія надъ температурою покрытой растительностью почвы и надъ почвою, лишенной растительности, показываютъ въ дѣйствительности, что разности между температурами покрытой и непокрытой почвы могутъ достигать весьма значительной величины,—особенно въ періодъ наибольшаго развитія растительнаго покрова; такъ въ іюнѣ 1896 г. по наблюденіямъ въ Лѣсномъ почва на 6°.6 въ среднемъ мѣсячномъ была холоднѣе непокрытой на глубинѣ 40 см.; на глубинѣ 80 см. эта разность въ іюнѣ въ среднемъ мѣсячномъ достигла 5°.0. Въ отдѣльныхъ случаяхъ эти разности могутъ быть еще больше. Черт. 28 очень наглядно иллюстрируетъ сказанное, показывая проведенными на немъ изотермами, насколько въ лѣтніе мѣсяцы покрытая растительностью почва холоднѣе лишенной покрова.

Насколько можетъ быть велика разность въ температурахъ почвы, защищенной отъ охлажденія снѣгомъ, и почвы, лишенной снѣга, можно видѣть по слѣдующимъ числамъ: въ холодную зиму 1893 г. на глубинѣ 40 см. не покрытая почва въ Лѣсномъ была за январь въ среднемъ на 12°.3 холоднѣе покрытой при толщинѣ снѣга всего въ 47 см. При отдѣльныхъ наблюденіяхъ эти разности могутъ быть гораздо значительнѣе: такъ въ январѣ 1893 г. наблюдались въ Лѣсномъ разности до 32° между температурою поверхности и до 18° на глубинѣ 40 см. для почвы безъ снѣга и подъ снѣгомъ. Тоже самое изображено на черт. 29 для среднихъ за 15 лѣтъ температуръ февраля. Въ среднемъ годовомъ почва съ естественнымъ покровомъ во всѣхъ слояхъ, особенно же въ верхнихъ,—теплѣе, чѣмъ почва, лишенная покрова; это ясно видно изъ черт. 30. Разница между температурою покрытой и непокрытой почвы вообще уменьшается съ глубиною. При наблюденіяхъ въ Лѣсномъ, гдѣ

очищалась отъ покрова круглый годъ площадь 8×8 метр., разница между покрытой и не покрытой почвой сгладилась и исчезла на глубинѣ около 2.5 метра.



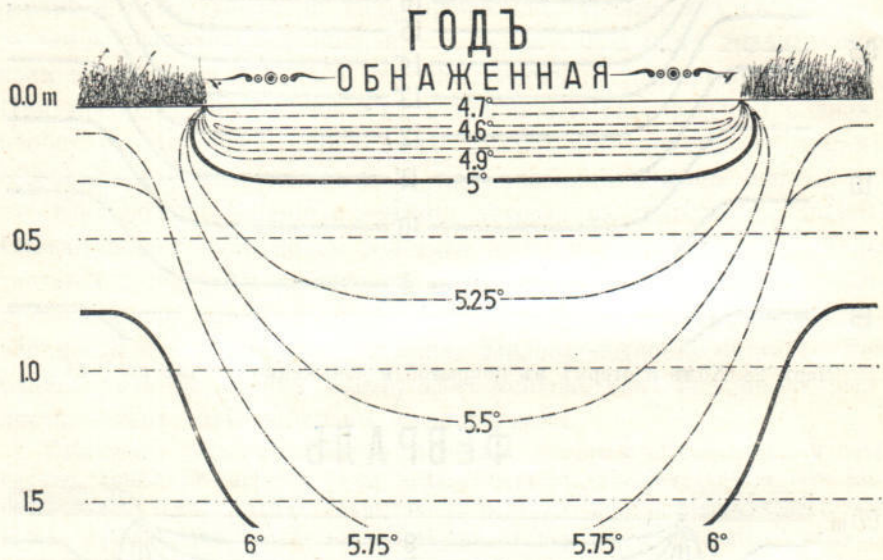
Черт. 28. Ходъ изотермъ въ покрытой и обнаженной почвѣ въ іюнѣ.



Черт. 29. Ходъ изотермъ въ покрытой и обнаженной почвѣ въ февралѣ.

Разсматривая вообще измѣненія температуры, какъ слѣдствіе измѣненія теплового потока, нужно заключить, что въ тѣхъ случаяхъ, когда приходъ энергіи больше расхода (днемъ или лѣтомъ),

тепловой потокъ будетъ направленъ вглубь, а когда расходъ превышаетъ приходъ (ночью или зимою), тепловой потокъ будетъ направленъ извнутри къ поверхности. Интензивность этого потока и направленіе его опредѣляются величиною и направленіемъ градіента, т. е. измѣненіемъ температуры на единицу длины, — въ данномъ случаѣ на единицу толщины почвы. Сравнительныя наблюденія надъ покрытой и не покрытой почвою въ Лѣсномъ Институтѣ показали, что покровъ, одѣвающій поверхность почвы, сильно вліяетъ на ве-

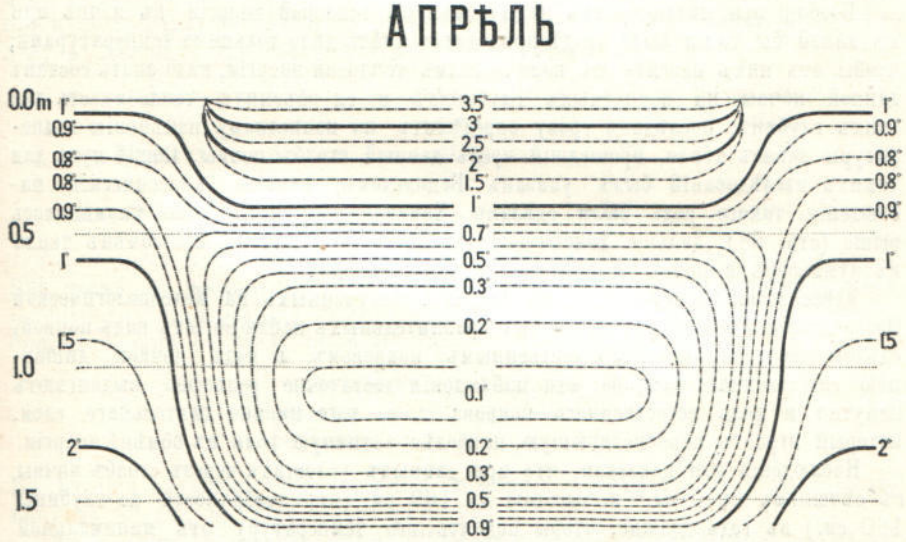


Черт. 30. Ходъ изотермъ въ покрытой и обнаженной почвѣ въ среднемъ за годъ.

личину градіента и что разница градіентовъ [1]) въ покрытой и не покрытой почвѣ въ зимнее время (черт. 29) наибольшей величины достигаетъ въ февралѣ: въ не покрытой градіентъ слишкомъ въ 5 разъ больше, чѣмъ въ покрытой, и тамъ, и тутъ онъ направленъ снизу вверхъ,—изъ глубины къ поверхности почвы. Въ лѣтніе мѣсяцы тепловой потокъ направленъ въ глубь и градіентъ въ покрытой почвѣ почти въ $1^1/_2$ раза меньше, чѣмъ въ обнаженной (черт. 28). Такъ какъ количество энергіи, доставляемое на покрытую и не покрытую почву,—одно и тоже, то причиной такой разницы только можетъ быть, очевидно, растительный покровъ: онъ

[1]) Хотя, строго говоря, среднія многолѣтнія величины для температуръ почвы вообще нельзя считать за мѣру градіента, но при сравнительныхъ наблюденіяхъ, до извѣстной степени, ими можно охарактеризовать направленіе и напряженность теплового потока.

утилизировалъ значительную долю количества тепла, поступающаго на земную поверхность. Въ осенніе мѣсяцы, когда охлажденіе начинаетъ брать перевѣсъ надъ нагрѣваніемъ и поверхностные слои уже успѣли охладиться, наивысшая температура въ почвѣ можетъ быть наблюдаема на нѣкоторой глубинѣ (въ не покрытой глубже, чѣмъ въ покрытой). Отъ этой области и будутъ существовать тепловые потоки, — одинъ къ поверхности, а другой въ глубь. Въ весенніе мѣсяцы (черт. 31) условія будутъ обратными и потоки



Черт. 31. Ходъ изотермъ въ покрытой и обнаженной почвѣ въ апрѣлѣ; пунктирныя кривыя—изотермы, соотвѣтствующія десятымъ градуса.

будутъ направлены къ области холода, залегающей на нѣкоторой глубинѣ, причемъ она въ обнаженной почвѣ находится глубже, чѣмъ въ покрытой. Здѣсь вообще слой, имѣющій температуру 0° и ниже, можетъ играть роль *щита*, изолирующаго болѣе глубокіе слои отъ потока энергіи, притекающаго сверху: ясно, что пока весь ледъ, образовавшійся въ почвѣ, не растаетъ, энергія и будетъ тратиться только на плавленіе этого льда, не повышая температуры этого мерзлаго слоя.

Кромѣ естественнаго покрова на температуру почвы сильное вліяніе оказываетъ состояніе поверхностнаго слоя: чѣмъ онъ рыхлѣе тѣмъ его теплопроводность будетъ меньше, но за то тѣмъ значительнѣе увеличится дѣятельная (поглощающая или излучающая) поверхность, вслѣдствіе чего должно увеличиться нагрѣваніе и охлажденіе этого слоя, а слѣдовательно увеличится и амплитуда тем-

пературныхъ колебаній здѣсь. Почвы компактныя обладаютъ меньшею дѣятельною поверхностью при прочихъ равныхъ условіяхъ и лучшею теплопроводностью; поэтому амплитуды температурныхъ колебаній будутъ въ нихъ меньшія въ поверхностныхъ слояхъ, чѣмъ въ почвахъ болѣе рыхлыхъ.

Теперь для того, чтобы составить себѣ ясное представленіе о тѣхъ количествахъ тепловой энергіи, которыя дѣйствуютъ въ ея періодическомъ обмѣнѣ въ верхнихъ слояхъ твердой коры земного шара, остается еще привести нѣсколько цифръ, характеризующихъ эти количества тепловой энергіи.

Вообще при наблюденіяхъ надъ обмѣномъ тепловой энергіи въ почвѣ или въ какой бы то ни было средѣ приходится имѣть дѣло только съ температурами; чтобы отъ нихъ перейти къ количествамъ тепловой энергіи, надо знать составъ данной почвы на изучаемыхъ глубинахъ и ея объемную теплоемкость для этихъ глубинъ; послѣдняя сразу опредѣлитъ по извѣстному измѣненію температуры запасъ тепла, прошедшій чрезъ данный столбъ почвы. Общій путь для такихъ изслѣдованій былъ указанъ Бецольдомъ; первыя, классическія наблюденія такого рода были сдѣланы Хоменомъ; о нихъ уже упоминалось выше (стр. 58). Дальше Хомена пошелъ Шубертъ, установившій обмѣнъ тепла въ атмосферѣ и почвѣ за продолжительные періоды.

Здѣсь можно остановиться на числахъ, полученныхъ на Метеорологической Обсерваторіи Лѣсного Института при сравнительныхъ наблюденіяхъ надъ почвой, одѣтою все время своимъ естественнымъ покровомъ, и надъ почвою, лишенною естественнаго покрова: эти наблюденія достаточно рельефно выдвигаютъ попутно и роль естественнаго покрова т. е. того именно дѣятельнаго слоя, который играетъ первенствующую, наиболѣе активную роль въ обмѣнѣ энергіи.

Наблюденія эти показали, что при данныхъ условіяхъ черезъ столбъ почвы съ сѣченіемъ въ 1 см.^{2} и высотою въ 160 см. (отъ поверхности до глубины 160 см.) въ годъ должно, чтобы поднять его температуру отъ минимальной до максимальной, пройти

въ почвѣ, лишенной покрова.	1432.4	мал. калорій,
въ почвѣ подъ естественн. покровомъ . .	957.4	» » ;

слѣдовательно,—естественнымъ покровомъ задержано въ теченіе года по крайней мѣрѣ 475.0 мал. калоріи на каждый см.^{2} поверхности почвы.

Очень характерны для вліянія естественнаго покрова на почву числа, учитывающія помѣсячно вліяніе этого покрова. Если разсчитать количество тепла, которое потребовалось на то, чтобы измѣнить отъ мѣсяца къ мѣсяцу среднюю температуру всего столба почвы на опредѣленную наблюденіями величину, то оказывается, что напр. отъ Февраля къ Марту лишенная покрова почва должна была уже *получить* 79.3 м. калорій на каждый см.^{2}, тогда какъ покрытая снѣгомъ почва еще *теряла* 15.6 м. кал.: разность въ 94.9 м. кал. или 119.7% того, что получала лишенная покрова почва, была поглощена начинающимъ таять снѣговымъ покровомъ. Совершенно такимъ-же образомъ отъ Мая къ Іюню получила почва, лишенная покрова, 449.9 м. кал.,—одѣтая растительностью—306.1 м. кал.; т. е. травяной покровъ за этотъ періодъ на каждый см.^{2} поверхности почвы утилизировалъ по крайней мѣрѣ 32.0% того, что получила лишенная покрова почва. Отъ Декабря къ Январю лишенная покрова почва потеряла излученіемъ 119.5 м. кал. на каж-

дый см.^{2} поверхности, а покрытая снѣгомъ—только 48.2 м. кал., т. е. потеря покрытой снѣгомъ почвы по крайней мѣрѣ на 59.7% меньше, чѣмъ ля лишенной покрова почвы.

Чтобы вполнѣ закончить съ вопросомъ о вліяніи покрова на температуру почвы, остается еще прибавить, что подобно травяному покрову долженъ вліять на температуру почвы и лѣсъ. Уменьшая инсоляцію поверхности почвы съ одной стороны, сохраняя въ зимнее время снѣгъ отъ таянія или предохраняя почву отъ охлажденія излученіемъ при отсутствіи снѣга, лѣсъ долженъ уменьшать амплитуды температурныхъ колебаній въ затѣняемой имъ почвѣ. Разница съ травянымъ покровомъ будетъ въ этомъ случаѣ только количественная, но отнюдь не качественная. Наблюденія на лѣсныхъ опытныхъ станціяхъ это и подтверждаютъ. Такъ по наблюденіямъ въ Германіи оказалось, что въ лѣсу въ среднемъ для глубинъ отъ 0.01 до 1.2 м. были

	разности: почва въ полѣ—почва въ лѣсу		
	сосна	ель	букъ
въ среднемъ за годъ. . .	0.°9	1.°3	1.°1
Іюль.	2.8	3.0	3.2
Январь	—0.5	—0.1	—0.3,

т. е. *лѣтомъ почва въ лѣсу холоднѣе, зимою теплѣе полевой почвы.* При этомъ по наблюденіямъ въ Пруссіи для поверхностныхъ слоевъ *лѣсъ уменьшалъ амплитуду температурныхъ колебаній въ лѣсной почвѣ сравнительно съ сосѣднимъ полемъ:*

сосновый на . . .	4.°2,
еловый » . . .	3.4,
буковый » . . .	3.9.

Въ Баваріи оказалось, что суточныя колебанія проникали на полѣ на глубину до 92 см., въ лѣсу только на 61 см.

Въ общемъ по изслѣдованіямъ Шуберта оказывается, что напр. въ Эберсвальде (около Берлина) слой почвы съ замѣтными годичными колебаніями температуры расходуетъ на тепловой обмѣнъ 1850 мал. кал. на 1 см.^{2} за годъ, причемъ поверхность почвы одѣта только обыкновеннымъ для луга травянымъ покровомъ; въ тоже время для почвы въ сосѣднемъ сосновомъ лѣсу тотъ же тепловой обмѣнъ составлялъ 1290 мал. кал. на 1 см.^{2}. Лѣсомъ было такимъ образомъ утилизировано по крайней мѣрѣ 560 мал. кал. на 1 см.^{2} изъ того, что тратилось въ тоже самое время луговою почвою.

24. **Температура болѣе глубокихъ слоевъ земной коры.** Вызываемыя инсоляціею почвы температурныя колебанія въ поверхностномъ слоѣ, какъ это слѣдуетъ изъ теоріи и какъ это показываютъ наблюденія, весьма быстро затухаютъ и до болѣе значительныхъ глубинъ не доходятъ; температура болѣе глубокихъ слоевъ земной коры поэтому должна оставаться совершенно неизмѣнною, постоянною. Наблюденія подтверждаютъ это: въ буровой скважинѣ въ Лѣсномъ они дали уже на глубинѣ 19.6 м. неизмѣнную температуру 6.°1; точно также въ Парижѣ термометръ, установленный еще Лавуазье и Кассини въ 1783 году въ подвалѣ обсерваторіи

на глубинѣ 26 метровъ ниже поверхности почвы, все время показываетъ одну и туже неизмѣнную величину, + 11.°72. Тоже самое наблюдается въ глубокихъ шахтахъ и рудникахъ. При этомъ температура болѣе глубокихъ слоевъ, какъ показываютъ наблюденія въ шахтахъ, рудникахъ, артезіанскихъ колодцахъ и т. п., весьма медленно возрастаетъ съ увеличеніемъ глубины,—приблизительно въ среднемъ на 1° на каждые 30 метровъ глубины. Такъ при прорытіи С.-Готтардскаго туннеля температура почвы внутри горы,—на глубинѣ 1752 м. отъ вершины горы,—оказалась 30.°8; въ Симплонскомъ туннелѣ на глубинѣ 2135 м. найдена температура 53°. Глубина, на которую должно опуститься, чтобы температура земной коры возрасла на 1°, называется обыкновенно *геотермическимъ градусомъ*. Величина геотермическаго градуса будетъ далеко не вездѣ одна и таже; она измѣняется въ зависимости отъ неодинаковой теплопроводности различныхъ породъ, образующихъ твердую оболочку земного шара.

Фактъ возрастанія температуры съ глубиною для болѣе глубокихъ слоевъ земной коры показываетъ, что температура болѣе глубокихъ слоевъ опредѣляется уже не тепловымъ потокомъ, идущимъ сверху, отъ дѣятельнаго слоя; приходится допустить существованіе еще другого фактора,—*собственной теплоты земного шара*. Надо, исходя изъ наблюденій, допустить, что въ то время, какъ тепловой потокъ сверху съ увеличеніемъ глубины все болѣе и болѣе ослабляется, идетъ еще именно этотъ другой тепловой потокъ на встрѣчу первому,—изъ болѣе глубокихъ слоевъ земного шара впаружу. Однако этотъ послѣдній тепловой потокъ настолько слабъ, что сколько нибудь ощутительныхъ эффектовъ на земной поверхности онъ вызвать не можетъ.

Соединяя всѣ глубины, имѣющія одну и туже температуру въ различныхъ мѣстностяхъ земного шара одною сплошною *изогеотермальною поверхностью*, найдемъ, что разстояніе этой поверхности отъ поверхности земного шара въ разныхъ точкахъ послѣдняго будетъ не одно и тоже. Кромѣ различной теплопроводности различныхъ почвъ здѣсь играетъ роль еще и то обстоятельство, что средняя годовая температура различныхъ точекъ земной поверхности, какъ увидимъ далѣе, неодинакова, какъ неодинаковы и прочія климатическія ихъ условія, значительно вліяющія на притокъ тепла на поверхность почвы. Такъ напр. въ восточной Сибири средняя годовая температура нижнихъ слоевъ воздуха мѣстами значительно ниже 0°. Въ силу этого здѣсь и почва, при суровомъ климатѣ, оказывается промерзшею на значительную глубину, и потому изогеотермическія поверхности должны быть сильно смѣщены въ глубину. Вліяніе подобныхъ мѣстныхъ условій здѣсь настолько значительно, что почва остается обыкновенно промерзшею круглый годъ, оттаивая только въ поверхностныхъ слояхъ въ теченіе короткаго лѣтняго періода. Такимъ образомъ

верхніе слои почвы здѣсь на значительную глубину оказываются постоянно промерзшими и имѣющими температуру ниже 0°; а мерзлый слой, поглощая всю притекающую сверху энергію на таяніе льда и не пропуская ее къ болѣе глубокимъ слоямъ, и здѣсь играетъ роль щита, совершенно преграждающаго путь тепловому потоку, идущему въ лѣтніе мѣсяцы отъ дѣятельнаго слоя вглубь [1]).

Такая не оттаивающая почва носитъ названіе *мерзлоты*. Насколько значительна можетъ быть при благопріятныхъ условіяхъ мощность этого мерзлаго слоя, можно видѣть изъ того, что по наблюденіямъ Шергина въ Якутскѣ, на глубинѣ 116½ метровъ въ шахтѣ температура почвы была—0°.6, хотя едва-ли здѣсь не было опусканія въ колодезь въ зимнее время при очень низкихъ температурахъ холоднаго воздуха сверху. Дальнѣйшія наблюденія подтвердили, во всякомъ случаѣ, существованіе мерзлаго слоя въ почвѣ въ различныхъ пунктахъ Азіатскаго и Сѣверо-Американскаго материковъ. Разсчитывая здѣсь измѣненіе температуры съ возрастаніемъ глубины, Миддендорфъ пришелъ къ заключенію, что слой мерзлой почвы долженъ достигать глубины до 200 метровъ. Эта область не оттаивающей почвы въ Восточной Сибири спускается далеко къ югу и мѣстами доходитъ до 50° с. ш.

Подводя итоги наблюденіямъ надъ температурою почвы за продолжительные періоды наблюденій, можно задаться вопросомъ: получается-ли въ итогѣ тѣхъ процессовъ, которые идутъ въ почвѣ, накопленіе тепловой энергіи, или же, наоборотъ, происходитъ ея растрата? Единственно возможный для этого критерій—среднія годовыя величины температуры почвы на различныхъ глубинахъ. Наблюденія показываютъ, какъ мы видѣли, что въ среднемъ годовомъ за большіе періоды градіентъ на различныхъ глубинахъ можетъ быть направленъ отъ поверхности вглубь до нѣкотораго слоя, гдѣ онъ дѣлается равнымъ 0 и гдѣ, слѣдовательно, температура будетъ наименьшая; но отсюда вглубь температура опять начинаетъ возрастать; значитъ, начиная отъ этого слоя, градіентъ,—а слѣдовательно и тепловой потокъ,—даже и здѣсь направленъ внаружу. Надо принять во вниманіе еще тѣ количества энергіи, которыя затрачиваются на механическіе, физіологическіе и т. д. процессы въ верхнихъ слояхъ почвы и въ прилегающей къ ней атмосферѣ; надо принять далѣе во вниманіе, что въ ночное и зимнее время, когда излученіе преобладаетъ надъ инсоляціею, болѣе влажная или мерзлая почва обладаетъ большею теплопроводностью, чѣмъ теплая и сухая днемъ и лѣтомъ;—если, повторяю, принять все это во вниманіе, то понятнымъ дѣлается, что излученіемъ почва должна терять больше тепловой энергіи, чѣмъ тѣ ея количества, которыя почва получаетъ инсоляціею. А результатомъ этой потери и долженъ быть въ конечномъ итогѣ тепловой потокъ, направленный внаружу отъ глубокихъ слоевъ къ поверхности почвы. Наблюденія въ среднемъ за большіе періоды констатируютъ, такимъ образомъ, *несомнѣнное охлажденіе твердой земной коры*.

25. **Основныя условія обмѣна энергіи въ водныхъ массахъ.** Поверхность жидкой массы такъ же, какъ и почва, будетъ нагрѣ-

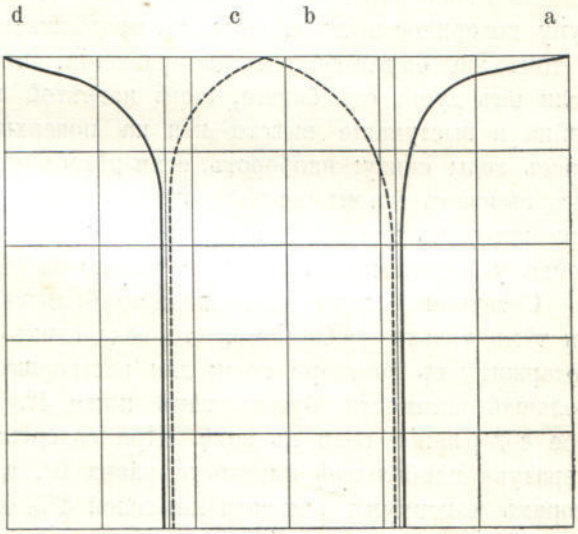
---

[1]) Въ маломъ масштабѣ нѣчто подобное, какъ было указано, можно видѣть на черт. 31 (стр. 76), гдѣ мерзлый слой на глубинѣ 100 см. совершенно заграждаетъ путь тепловому потоку, идущему сюда отъ поверхности и изъ болѣе глубокихъ слоевъ почвы.

ваться подъ дѣйствіемъ притока лучистой энергіи и охлаждаться при излученіи. Но нагрѣваніе поверхностныхъ слоевъ и передача тепловой энергіи въ глубь въ водныхъ массахъ и въ почвѣ существенно различны; это обусловливается различіемъ физическихъ свойствъ жидкаго тѣла—воды и твердаго тѣла—почвы. Вода имѣетъ, во первыхъ, наибольшую теплоемкость изъ всѣхъ извѣстныхъ тѣлъ; поэтому, при прочихъ равныхъ условіяхъ, она будетъ нагрѣваться и охлаждаться менѣе почвы. Во вторыхъ вода обладаетъ нѣкоторою прозрачностью; поэтому лучистая энергія проникаетъ непосредственно въ массу воды на нѣкоторую глубину, нагрѣвая весь пронизанный слой. Въ третьихъ вода обладаетъ подвижностью частицъ; поэтому вѣтеръ, приливы и т. п. вызовутъ перемѣшиваніе ея слоевъ, отсутствующее совершенно въ почвѣ; эти явленія способствуютъ выравниванію температуры водъ въ различныхъ слояхъ. Въ четвертыхъ въ водѣ возможны вертикальные восходящіе или нисходящіе и горизонтальные конвекціонные токи при нагрѣваніи и охлажденіи водной поверхности. При 4° вода, какъ извѣстно, обладаетъ наибольшей плотностью: а устойчивое равновѣсіе возможно только тогда, когда плотности правильно возрастаютъ сверху внизъ; какъ только равновѣсіе неустойчиво, возникаютъ конвекціонные потоки, которые вызовутъ обмѣнъ тепловой энергіи между различными слоями совершенно помимо теплопроводности среды. Въ пятыхъ наконецъ въ водѣ могутъ происходить процессы плавленія и испаренія, при которыхъ возможенъ переходъ тепловой энергіи въ скрытую форму или возможно ея выдѣленіе.

Въ прѣсноводномъ бассейнѣ, если нѣтъ перемѣшиванія водныхъ массъ вѣтромъ, распредѣленіе температуръ существенно зависитъ отъ того, выше или ниже средняя температура воды 4°,—температуры наибольшей плотности воды. Если *средняя температура столба воды выше 4°*, то при преобладаніи инсоляціи надъ излученіемъ, съ повышеніемъ температуры поверхностныхъ слоевъ, плотность воды будетъ уменьшаться правильно снизу вверхъ; слѣдовательно будетъ устойчивое равновѣсіе водныхъ массъ. Значитъ,—въ этомъ случаѣ должны получиться температуры самыя высокія на поверхности воды и быстро убывающія въ глубину, приближаясь къ постоянной, средней температурѣ всего водяного столба (—*прямое напластованіе температуры* по терминологіи Фореля), какъ кривая а черт. 32. Когда же излученіе преобладаетъ надъ инсоляціею, то верхніе слои, охлаждаясь ниже средней температуры, дѣлаются болѣе плотными и опускаются внизъ; равновѣсіе въ этомъ случаѣ неустойчивое; при его нарушеніи возникаютъ, такимъ об-

разомъ, нисходящіе конвекціонные токи, вызывающіе перемѣшиваніе водныхъ массъ, температура которыхъ тогда стремится быстро выравняться, приближаясь къ нѣкоторой одинаковой во всей толщѣ воды величинѣ (черт. 32, кривая b). При *средней температурѣ во всей толщѣ водныхъ массъ ниже 4°* при инсоляціи верхніе слои, нагрѣваясь, станутъ болѣе плотными; равновѣсіе будетъ неустойчиво, и водныя массы, опускаясь, будутъ выравнивать температуру въ толщѣ воды; значитъ,—теперь температуры должны быть одинаковыми во всей массѣ воды. Когда же преобладаетъ излученіе, верхніе слои, охлаждаясь, дѣлаются менѣе плотными; равновѣсіе будетъ устойчиво и температуры съ глубиной будутъ правильно возрастать (—*обратное напластованіе температуръ* по терминологіи Фореля), какъ на кривой d черт. 32. Амплитуды температурныхъ колебаній должны были бы и въ томъ, и другомъ случаѣ быстро убывать съ глубиной, вслѣдствіе малой теплопроводности воды; онѣ должны были бы быть меньше, чѣмъ въ почвѣ,—въ силу перемѣшиванія водныхъ массъ во первыхъ,—въ силу большой теплоемкости воды во вторыхъ. Значитъ,—и въ массахъ воды должно было бы, какъ и въ почвѣ, получиться быстрое затуханіе температурныхъ колебаній при возрастаніи глубины; должно наблюдаться и запаздываніе максимальныхъ и минимальныхъ температуръ.



Черт. 32. Условія равновѣсія водныхъ массъ.

Сказанное, однако, предполагаетъ, что водныя массы не перемѣшиваются. На самомъ дѣлѣ, какъ увидимъ далѣе, подвижность водныхъ массъ дѣлаетъ то, что наблюденія только въ извѣстной мѣрѣ оправдываютъ эти теоретическія разсужденія. Оказывается, что амплитуда температурныхъ колебаній при прочихъ равныхъ условіяхъ въ водныхъ массахъ меньше, чѣмъ въ почвѣ,—но только

въ поверхностныхъ слояхъ; на глубинѣ же именно вслѣдствіе обмѣна энергіи между верхними и болѣе глубокими слоями, вызваннаго перемѣшиваніемъ водъ при волненіи или конвекціонныхъ движеніяхъ, амплитуды въ водныхъ массахъ и больше, и проникаютъ значительно глубже, чѣмъ въ почвѣ. Это наблюдается какъ для суточныхъ, такъ и для годовыхъ колебаній. Точно также именно вслѣдствіе легкаго перемѣшиванія водныхъ массъ и запаздываніе въ наступленіи максимальныхъ и минимальныхъ температуръ въ водахъ значительно меньше, нежели въ почвѣ.

Въ этомъ смыслѣ особенно важно вліяніе вѣтра на температуру поверхностныхъ слоевъ: дуя продолжительное время въ одномъ и томъ же опредѣленномъ направленіи, вѣтеръ можетъ вызвать, если онъ дуетъ отъ берега, *сгонъ* нагрѣтой воды на средину бассейна и выступаніе вмѣсто нея на поверхность болѣе холодныхъ массъ воды снизу; наоборотъ, если вѣтеръ упорно дуетъ къ берегу, онъ вызоветъ *нагонъ* теплой воды съ средины бассейна къ берегу, при которомъ теплая вода съ поверхностныхъ слоевъ средины бассейна у берега можетъ еще нѣсколько нагрѣваться.

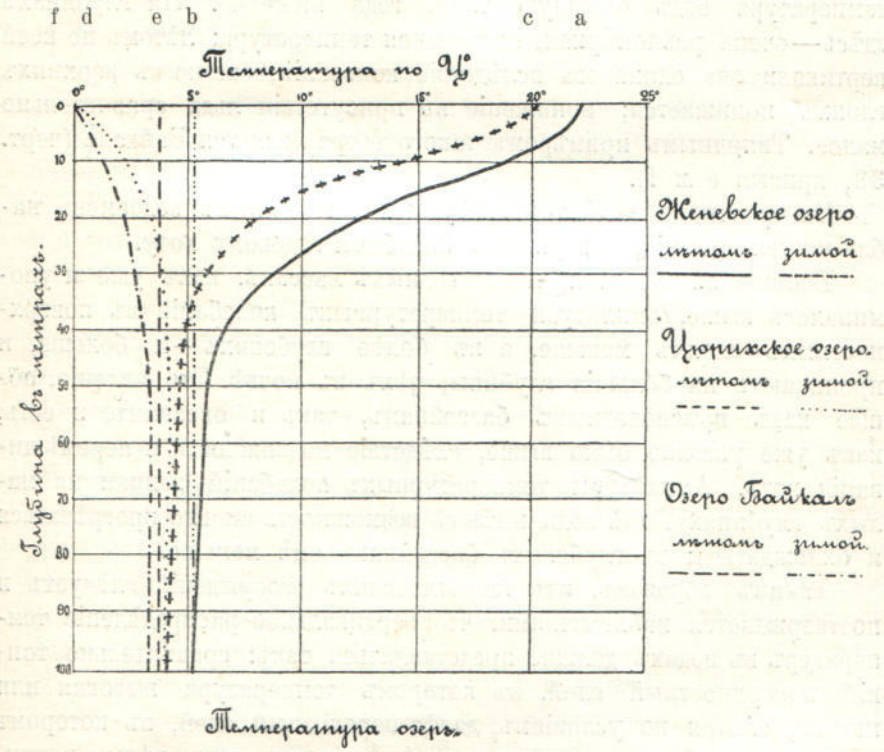
Совершенно тоже самое должно быть въ моряхъ и океанахъ,— съ тѣмъ только различіемъ, что вода этихъ большихъ бассейновъ содержитъ въ растворѣ соли; для растворовъ же температура наибольшей плотности будетъ тѣмъ ниже 4°, чѣмъ больше процентное содержаніе соли въ водѣ. При содержаніи солей $2^1/_3$% температура наибольшей плотности равна 0°, а при наблюдаемомъ въ моряхъ максимумѣ концентраціи солей 4% она понижается до—6°.

26. **Методы и результаты наблюденій.** Теоретическія соображенія, изложенныя выше, подтверждаются наблюденіями.

Для измѣренія температуры водъ въ сравнительно не глубокихъ слояхъ употребляютъ термометры съ большой инерціей. Для ея увеличенія шарикъ термометра обматываютъ обыкновенно плохо проводящимъ теплоту веществомъ — пенькой. Пенька вслѣдствіе плохой теплопроводности, не позволяетъ быстро измѣняться температурѣ, принятой термометромъ на глубинѣ, при вытягиваніи его на поверхность; кромѣ того, пропитываясь водой извѣстной температуры, она при быстромъ вытаскиваніи термометра нѣкоторое время удерживаетъ эту воду около шарика и заставляетъ термометръ сохранять при отсчетѣ температуру, полученную имъ на данной глубинѣ.

Для измѣренія температуры на большихъ глубинахъ употребляютъ термометры Негретти и Цамбра. Термометръ съ массивнымъ шарикомъ и съуженіемъ въ шейкѣ, какъ у максимальныхъ, задѣлы-

вается въ оправу, въ которой помѣщается перекатывающійся грузъ. Термометръ шарикомъ внизъ опускается на данную глубину и тамъ держится въ томъ же положеніи, пока онъ приметъ температуру окружающей среды. Потомъ быстрымъ толчкомъ при дерганіи термометра вверхъ грузъ заставляютъ перекатиться на другой конецъ оправы, и термометръ перевернется шарикомъ вверхъ. Столбикъ ртути оторвется въ мѣстѣ съуженія трубки и отойдетъ въ другой ея конецъ; дѣленія на термометрѣ нанесены такимъ образомъ, что положеніе ртутнаго столбика на шкалѣ даетъ прямо отсчетъ температуры послѣ перевертыванія термометра.



Черт. 33.

Наблюденія надъ распредѣленіемъ температуры въ прѣсноводныхъ бассейнахъ обнаружили три типа озеръ. а) *Тропическій типъ*, гдѣ средняя температура всей массы воды постоянно значительно выше 4°. На большихъ глубинахъ температура постоянная и выше 4°; зимою вслѣдствіе конвекціи температура сверху до низу совершенно равномѣрная; лѣтомъ снизу вверхъ значительно возрастающая. Примѣромъ такого озера можетъ служить Женевское,

бывшее предметомъ обширныхъ изслѣдованій Фореля. Распредѣленіе здѣсь температуръ въ теплое и холодное время года представлено на черт. 33, кривыя a и b. б) *Типъ среднихъ широтъ*, гдѣ лѣто теплое, а зимою температура много ниже 0°. Здѣсь на глубинѣ температура очень постоянная и равномѣрная; на верху лѣтомъ она быстро повышается къ поверхности, а зимою понижается. Большинство озеръ средней Европы принадлежитъ къ этому типу. Таково озеро Цюрихское (черт. 33, кривыя c и d). Ладожское озеро также принадлежитъ къ этому типу, хотя и находится на границѣ полярной области. в) *Полярный типъ*, гдѣ средняя температура водъ большую часть года ниже 4°. На глубинахъ здѣсь—очень равномѣрная, постоянная температура; лѣтомъ по всей вертикали она одинакова вслѣдствіе конвекціи; зимою въ верхнихъ слояхъ понижается; пониженіе въ присутствіи льда сравнительно малое. Типичнымъ примѣромъ такого озера является Байкалъ (черт. 33, кривыя e и f).

Въ суточномъ ходѣ температуры для подобныхъ водоемовъ наблюдаются явленія, совершенно подобныя годовому ходу.

Вообще оказывается, что въ водныхъ массахъ, какъ уже и упоминалось выше, амплитуды температурныхъ колебаній въ поверхностныхъ слояхъ меньше, а въ болѣе глубокихъ—и больше, и проникаютъ на большія глубины, чѣмъ въ почвѣ. Это явленіе, общее какъ прѣсноводнымъ бассейнамъ, такъ и океанамъ, и есть, какъ уже указано было выше, слѣдствіе подвижности и перемѣшиванія водъ. Амплитуды температурныхъ колебаній велики на малыхъ глубинахъ, гдѣ воды имѣютъ возможность сильно прогрѣваться и охлаждаться; въ глубокихъ бассейнахъ онѣ меньше.

Такимъ образомъ, изъ теоретическихъ разсужденій слѣдуетъ и подтверждается наблюденіями, что вертикальное распредѣленіе температуръ въ водахъ должно представляться такъ: сравнительно тонкій поверхностный слой, въ которомъ температура высокая или низкая, смотря по условіямъ, далѣе переходный слой, въ которомъ температура быстро измѣняется (опускается или рѣже поднимается),—*слой скачка*, какъ его обычно называютъ,—и затѣмъ далѣе почти постоянная до самаго дна водоема температура.

Въ океанахъ вездѣ,—даже въ тропикахъ,—на днѣ вода очень холодная, ибо потокъ лучистой энергіи глубоко въ нее не проникаетъ, она не прогрѣвается и не подымается въ силу своей плотности при низкихъ температурахъ и большой солености, а затѣмъ на дно океановъ теченіями приносятся изъ полярныхъ морей массы сильно охлажденной воды. Наблюденія показываютъ, что суточныя

колебаніи температуры въ верхнихъ слояхъ большихъ бассейновъ вообще очень малы,—рѣдко болѣе 1°. Годовыя колебанія вообще очень малы въ экваторіальной области (около 1° или немного болѣе); затѣмъ они возрастаютъ до широты 35°, гдѣ достигаютъ наибольшей величины (12°—15°), и отсюда къ полюсамъ снова уменьшаются. У береговъ они больше, чѣмъ на разстояніи отсюда. Относительно прониканія температурныхъ колебаній въ глубину наблюдается тоже самое, что и для прѣсноводныхъ озеръ: амплитуды температурныхъ колебаній меньше, чѣмъ въ почвѣ, въ поверхностныхъ слояхъ; на глубинахъ же онѣ больше и проникаютъ глубже, чѣмъ въ почвѣ. Наступленія максимальныхъ и минимальныхъ температуръ обнаруживаетъ запаздыванія, возрастающія съ увеличеніемъ глубины: на глубинѣ 60 метровъ минимумъ наступаетъ въ мартѣ, тогда какъ на поверхности онъ бываетъ въ февралѣ.

Температурныя колебанія годового періода проникаютъ на глубины до 200—300 метровъ.

Температуры на глубинахъ, въ которыхъ отсутствуютъ колебанія годового періода, вообще оказываются, какъ уже упоминалось, очень низкими. У дна тропическихъ океановъ онѣ оказались около 2°, у дна полярныхъ еще ниже,—до—2°. Отсюда видно, что въ океанахъ низкихъ широтъ, гдѣ температура воздуха высока и льды отсутствуютъ, вообще должно наблюдаться прямое напластованіе температуръ; эти океаны такимъ образомъ приближаются по вертикальному распредѣленію температуръ къ типу озеръ тропическихъ. Въ океанахъ холодныхъ, гдѣ температуры воздуха болѣе низкія и гдѣ льды—явленіе обычное, наблюдается обыкновенно смѣна прямого и обратнаго напластованій температуръ. Черт. 34 даетъ понятіе о распредѣленіи температуръ въ водныхъ массахъ Тихаго океана на всемъ протяженіи отъ 50° южн. шир. до 60° сѣв. шир. вдоль 180 меридіана.

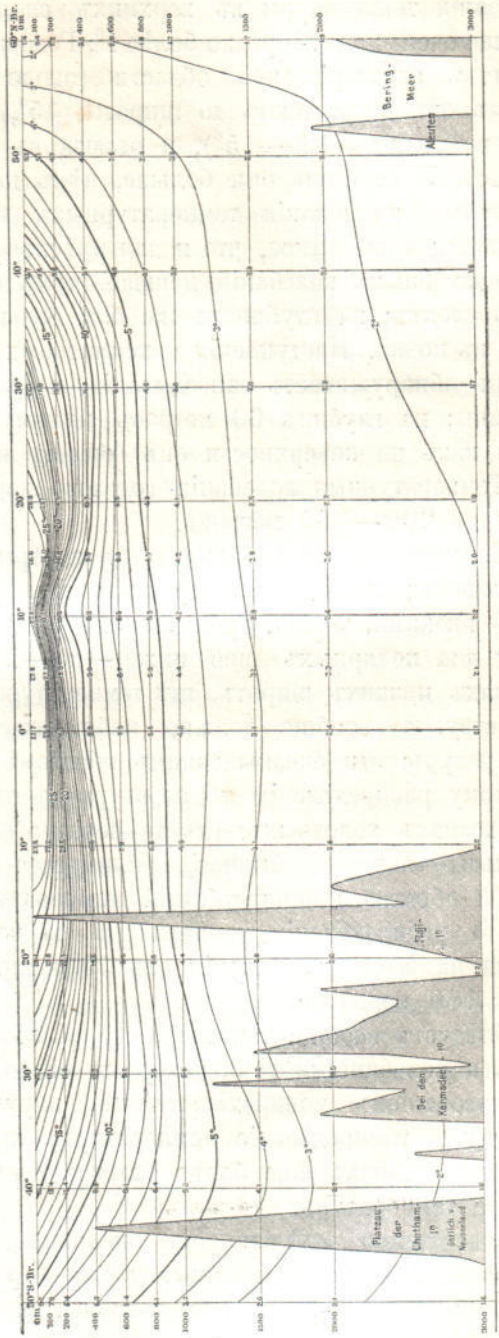
Слѣдуетъ вообще замѣтить, что изслѣдованія надъ распредѣленіемъ и колебаніями температуръ въ океанахъ сильно осложняются существованіемъ мощныхъ теченій, нарушающихъ правильное и однородное распредѣленіе температуръ; присутствіе льдовъ въ полярныхъ океанахъ еще болѣе осложняетъ и измѣняетъ это распредѣленіе температуръ.

Совершенно отдѣльно отъ океановъ должны быть поставлены такъ называемыя «средиземныя моря» (Средиземное, Черное, Балтійское и т. д.),—замкнутые водоемы, отдѣленные узкими проливами отъ океановъ и окруженные материкомъ или островами. Въ силу самого положенія такихъ водоемовъ воды ихъ имѣютъ воз-

можность сильно прогрѣваться; вслѣдствіе этого вода здѣсь во всей своей массѣ тепла; такія моря приближаются также къ типу тропическихъ озеръ.

Температура рѣкъ опредѣляется ихъ происхожденіемъ и быстротою ихъ теченія. Такъ рѣки горныя сравнительно холодны лѣтомъ; зимою ихъ температура близка къ воздуху. Точно также рѣки озерныя, — обыкновенно (какъ Нева) мощные истоки большихъ озеръ,— сравнительно холодны лѣтомъ. Рѣки равнинъ, напротивъ, имѣютъ температуру, близкую къ температурѣ окружающаго воздуха. Въ вертикальномъ направленіи температура рѣкъ при сильномъ перемѣшиваніи ихъ водъ тѣмъ ближе къ постоянству, чѣмъ быстрѣе теченіе, и только тамъ, гдѣ теченіе ослаблено, наблюдается нѣчто подобное прямому или обратному напластованію температуръ.

Наконецъ, температура источниковъ и родниковъ вполнѣ опредѣляется температурою тѣхъ слоевъ почвы, по которымъ текутъ эти источники.



Черт. 34. Распредѣленіе температуръ отъ поверхности до 3000 м. глубины въ Тихомъ океанѣ по 180° в. д. отъ Гринв. между 50° ю. ш. и 60° с. ш.

Нѣсколько цифръ, заимствованныхъ изъ классическихъ изслѣдованій Фореля и работъ Воейкова надъ оборотомъ тепла въ прѣсноводныхъ бассейнахъ, въ заключеніе могутъ хорошо иллюстрировать обмѣнъ тепловой энергіи въ водоемахъ. Такъ для Женевскаго озера оказалось, что за сутки (по Форелю) водоемъ получаетъ на каждый квадратный дециметръ поверхности не свыше 45 б. кал., а теряетъ до—59 б. кал.; для Ладоги (по Воейкову) прибыль до—50 б. кал. за сутки лѣтомъ и въ среднемъ съ мая по октябрь включительно около 30 б. кал. на каждый квадратный дециметръ поверхности. За годъ чрезъ болѣе глубокіе слои Женевскаго озера (по Форелю) проходитъ на каждый кв. дец. не менѣе 5000 б. калорій, а въ Ладожскомъ озерѣ (по вычисленіямъ Воейкова) за годъ—на ту же поверхность до 9000 б. калорій.

Того же порядка цифры получены изслѣдованіями и для морей. Такъ въ Нѣмецкомъ морѣ, гдѣ годовыя колебанія температуры доходятъ до глубины 200 м., на каждый квадратный дециметръ поверхности за весь годъ проходитъ 6900 б. кал.; въ Балтійскомъ морѣ весь годовой оборотъ тепла—4850 б. калор., въ Средиземномъ морѣ—6300.

27. **Замерзаніе бассейновъ.** Замерзаніе водныхъ бассейновъ—явленіе очень важное для круговорота энергіи, потому что съ появленіемъ льда, играющаго ту же роль, что и снѣговой покровъ на почвѣ, дальнѣйшее охлажденіе бассейновъ, если и не останавливается, то, по крайней мѣрѣ, сильно уменьшается вслѣдствіе малой теплопроводности льда. Въ періодъ преобладанія инсоляціи, наоборотъ, ледяной покровъ не позволяетъ нагрѣваться водамъ бассейна, поглощая огромныя количества тепловой энергіи на процессъ таянія.

Наиболѣе просто замерзаніе происходитъ въ озерахъ. Верхніе слои воды отъ соприкосновенія съ холоднымъ воздухомъ и отъ излученія охлаждаются, становятся болѣе плотными и опускаются; но при охлажденіи ниже 4^0 охлажденные слои уже не опускаются, остаются на поверхности и замерзаютъ. Если бы вода не имѣла температуры наибольшей плотности 4^0, то всей массѣ пришлось бы охладиться до 0^0, и тогда она замерзла бы на всю глубину; на самомъ дѣлѣ толщина ледяного покрова весьма незначительна сравнительно съ массами воды. Замерзаніе озеръ идетъ обыкновенно отъ берега къ срединѣ; средина остается на большихъ озерахъ долго безъ льда: этому способствуютъ вѣтеръ и волненіе, перемѣшивающіе водныя массы.

На океанахъ, вслѣдствіе солености морской воды, ледъ образуется гораздо труднѣе, чѣмъ на озерахъ. Если ледъ здѣсь обра-

зуется, то это происходитъ потому, что 1) вслѣдствіе таянія запасовъ льда отъ предшествующихъ періодовъ къ концу лѣта и осенью вода на поверхности болѣе прѣсна, а слѣдовательно и температура ея замерзанія повышается; 2) паденіе дождя и снѣга разжижаетъ воду; 3) въ океаны выносится ледъ болѣе прѣсныхъ, а слѣдовательно и ранѣе замерзающихъ морей и рѣкъ; онъ смерзается и постепенно наростаетъ; 4) наконецъ паденіе снѣга, образуя охлаждающую смѣсь, можетъ способствовать замерзанію поверхностныхъ слоевъ. Такимъ образомъ образуются на океанахъ *ледяныя поля*, образовавшіяся изъ сросшихся кусковъ льда, тянущіяся иногда на много верстъ и отдѣленныя отъ другихъ полей незамерзшими пространствами-полыньями. Но въ полярныхъ моряхъ встрѣчаются также льды материковаго происхожденія; это—такъ называемыя *ледяныя горы*, достигающія до 135 метровъ высоты надъ уровнемъ воды и такихъ же, если не большихъ, размѣровъ внизъ отъ поверхности воды. Ледяныя горы представляютъ собою обломки глетчеровъ материковъ; спускаясь по берегу, глетчеры опускаются въ море, гдѣ вѣтромъ и подъемною силою воды отламываются массивы льда; они всплываютъ и угоняются вѣтромъ и теченіями далеко отъ мѣста своего образованія.

28. **Морскія теченія.** Водные бассейны вліяютъ на температуру воздуха не тѣмъ только, что являются пріемниками лучистой энергіи солнца, совершенно отличающимися по своимъ физическимъ свойствамъ отъ суши и этимъ нарушающими однородность условій распредѣленія энергіи по земной поверхности. Они вызываютъ еще обмѣнъ энергіи между различными массами воздуха посредствомъ теченій.

Наблюденія установили, какъ извѣстно, фактъ существованія въ моряхъ и океанахъ,—вообще въ большихъ естественныхъ водоемахъ, — мощныхъ потоковъ, — океаническихъ рѣкъ, отличающихся отъ рѣкъ суши тѣмъ, что онѣ текутъ не по твердому ложу, обладающему естественнымъ скатомъ, опредѣляющимъ направленіе и скорость теченія этихъ водъ, а по ложу окружающихъ водныхъ массъ, разнящихся отъ нихъ температурою, концентраціею солей, плотностію и т. д. Изученіе такихъ теченій во всемъ ихъ объемѣ—дѣло гидрологіи; но нельзя не коснуться и въ курсѣ метеорологіи хотя-бы попутно этого метеорологическаго фактора первостепенной важности, являющагося однимъ изъ важнѣйшихъ нарушителей правильности въ обмѣнѣ энергіи въ атмосферѣ.

При интензивной инсоляціи вблизи экватора, при высокихъ температурахъ здѣсь, являющихся результатомъ этой инсоляціи, съ водныхъ поверхностей экваторіальнаго пояса должно происходить сильное испареніе; при огромной поверхности водоемовъ въ экваторіальномъ поясѣ это испареніе достигаетъ такой величины, которая не можетъ быть здѣсь покрыта ни выпадающими осадками, ни водами, приносимыми въ океанъ рѣками. Эти условія должны

были-бы вести къ тому, что уровень водъ вблизи экватора долженъ былъ-бы понижаться, а концентрація солей расти. Въ полярныхъ областяхъ, наоборотъ, испареніе при низкихъ температурахъ достигаетъ минимальныхъ размѣровъ, рѣки вносятъ (—съ Азіатскаго материка въ сѣверномъ Ледовитомъ океанѣ) массу прѣсныхъ водъ, соотношеніе между сушею и водою—обратное тому, что наблюдается подъ экваторомъ. Въ силу этихъ условій прибыль воды здѣсь должна была-бы превышать убыль, концентрація солей должна была бы постепенно падать, а уровень океана долженъ былъ-бы соотвѣтственно повышаться. Ясно, что уже вслѣдствіе этихъ причинъ долженъ былъ-бы возникнуть обмѣнъ водъ между тропиками и полярными областями.

Далѣе,—при низкихъ температурахъ, господствующихъ вблизи полюсовъ, верхніе слои воды, постепенно охлаждаясь, должны падать внизъ на дно; температура на глубинахъ бассейновъ должна также падать; здѣсь должны скопляться огромныя массы холодной, опускающейся сверху внизъ воды. Скопляясь постепенно, эти массы холодной, а потому болѣе плотной воды должны затѣмъ начать растекаться въ сторону,—къ экватору, вытѣсняя здѣсь теплую воду изъ глубинъ мало-по-малу наверхъ. Наблюденія, какъ уже упоминалось, дѣйствительно констатируютъ даже въ тропическихъ океанахъ наличность вблизи дна очень низкихъ температуръ. На мѣсто опускающихся внизъ охлажденныхъ водныхъ массъ отъ экватора къ полюсамъ по верху должны стекать теплыя поверхностныя массы воды. Эти условія опять должны, слѣдовательно, вызывать обмѣнъ водъ между полюсами и экваторомъ.

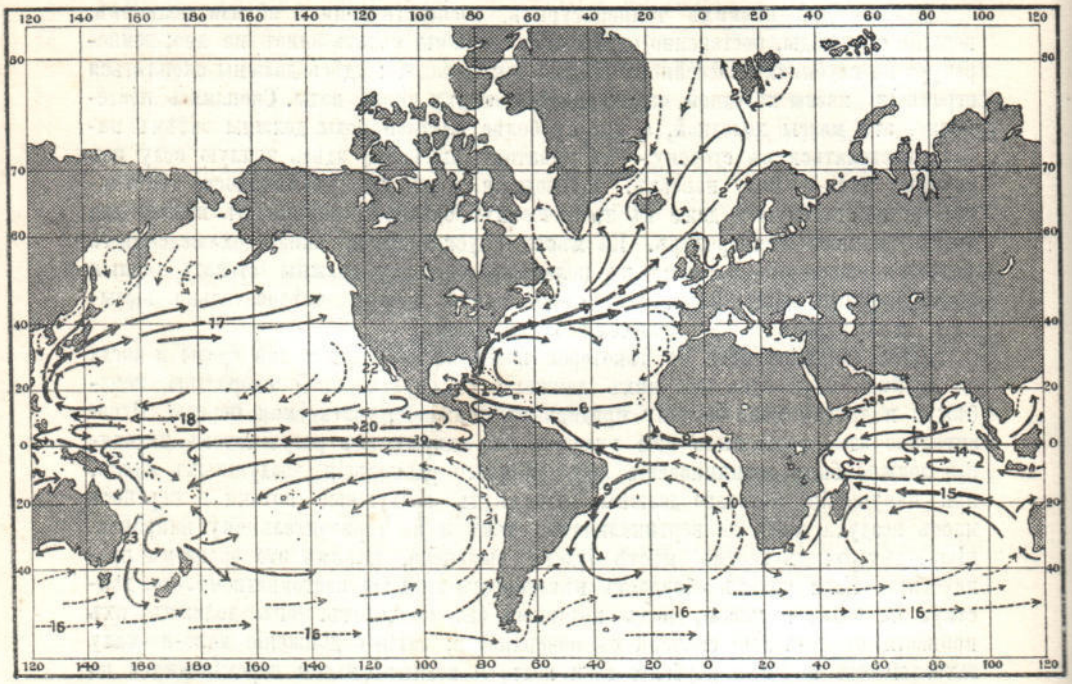
Когда соприкасаются по нѣкоторой поверхности раздѣла двѣ среды и когда по крайней мѣрѣ одна изъ нихъ движется съ опредѣленной скоростью, неизбѣжно и другая мало-по-малу придетъ въ движеніе, увлекаемая первою. Относительно атмосферы было уже указано, что однимъ изъ результатовъ инсоляціи должно быть возникновеніе неустойчиваго равновѣсія воздушныхъ массъ, при нарушеніи котораго должны возникнуть воздушные потоки и переносъ массъ воздуха какъ по вертикальному, такъ и по горизонтальному направленію,—вѣтеръ: въ своемъ мѣстѣ будетъ выяснено, какимъ это образомъ происходитъ. Если вѣтеръ обладаетъ нѣкоторымъ хотя-бы постоянствомъ, то, дѣйствуя на водныя массы, надъ которыми онъ проходитъ, онъ долженъ ихъ привести въ движеніе сначала съ поверхности; затѣмъ движеніе мало-по-малу захватываетъ и болѣе глубокіе слои водъ, и водныя массы перемѣщаются по одинаковому направленію съ вѣтромъ. Скорость движенія водъ при этомъ всегда будетъ меньше, чѣмъ для воздуха: въ самомъ дѣлѣ Гельмгольтцъ доказалъ теоретически, а наблюденія это подтверждаютъ, что при какихъ угодно скоростяхъ движенія двухъ срединъ на поверхности ихъ соприкосновенія должны возникнуть волны, на образованіе которыхъ потратится нѣкоторая часть энергіи вѣтра; а затѣмъ и треніе въ водныхъ массахъ больше, чѣмъ въ воздухѣ, и на преодолѣніе его также должна быть затрачена энергія вѣтра.

Наконецъ, всякая вообще разность плотностей, образовалась ли она вслѣдствіе тѣмъ или инымъ путемъ возникшихъ неравенства температуръ или неодинаковости концентраціи въ сосѣднихъ пунктахъ соляного раствора, (—а такова именно морская вода), вызоветъ также обмѣнъ и теченія въ водныхъ массахъ.

Перечисленныя причины вполнѣ объясняютъ возникновеніе теченій въ водныхъ массахъ. Рядъ факторовъ, дѣйствующихъ сверхъ того на земной поверхности (отклоняющее дѣйствіе вращенія земли, распредѣленіе материковъ и

водъ), существенно можетъ видоизмѣнить такъ или иначе возникшее теченіе. Во всякомъ случаѣ, не анализируя болѣе подробно причинъ, вызывающихъ теченія и опредѣляющихъ ихъ направленіе и скорость, и изъ сказаннаго достаточно ясно, что общая картина обмѣна водъ въ океанахъ и моряхъ земного шара должна быть сложной.

Прилагаемая карта (черт. 35) даетъ достаточно ясное понятіе о главнѣйшихъ теченіяхъ. На ней видно, что эти главныя океаническія теченія—ясно выраженныя вихревыя системы, соприкасающіяся по экватору и расположенныя по обѣ его стороны,—къ сѣверу и къ югу; на линіи соприкосновенія—



Черт. 35. Карта морскихъ теченій по Шотту.

движеніе водныхъ массъ въ направленіи отъ востока (E) къ западу (W). Такихъ вихревыхъ системъ въ сѣверномъ полушаріи двѣ: одна въ Атлантическомъ океанѣ (между 10°—30° с. ш.), другая въ Тихомъ—(между 10°—50° с. ш.). Къ сѣверу отъ этихъ системъ — теченіе, направленное отъ береговъ Сибири на С.-З., переходящее въ омывающее берега Гренландіи холодное Гренландское теченіе; а другая вѣтвь этого полярнаго тока по проливамъ, отдѣляющимъ Сѣверную Америку отъ Гренландіи, мощнымъ потокомъ черезъ Дэвисовъ проливъ вливается въ воды Атлантическаго океана и опускается внизъ подъ теплый экваторіальный токъ у Ньюфаундленда. Въ южномъ полушаріи — три вихревыя системы: въ Атлантическомъ океанѣ (между 0° — 40° ю. ш.), въ Тихомъ океанѣ (5° — 45° ю. ш.) и въ Индійскомъ океанѣ (0°—40° ю. ш.). Южнѣе ихъ мощное Антарктическое теченіе отъ W къ E несетъ холодныя

воды изъ полярной области и даетъ у западныхъ береговъ Южной Америки вѣтвь къ С. въ видѣ холоднаго Перуанскаго теченія.

Наиболѣе важное изъ названныхъ теченій для Европы въ климатическомъ отношеніи,—Гольфштремъ,—несетъ огромную массу воды (0.2 кубич. килом. въ секунду) со скоростью 1.5—2.5 м. въ сек. отъ SW къ NE изъ теплаго Мексиканскаго залива къ берегамъ Европы. Не доходя до береговъ Европы, онъ раздѣляется на три вѣтви: одна направляется къ югу вдоль береговъ Европы и сѣверозападныхъ береговъ Африки, другая мимо береговъ Ирландіи идетъ къ Норвегіи и, огибая здѣсь материкъ Европы, доходитъ до Новой Земли и исчезаетъ у береговъ Сибири; третья вѣтвь отъ крайняго сѣвера Европы отдѣляется въ NW направленіи къ Шпицбергену. Чтобы судить, каково вліяніе Гольфштрема на омываемыя имъ мѣста, достаточно указать, что температура водъ его при выходѣ изъ Мексиканскаго залива достигаетъ 30° и на 5° выше температуры окружающихъ странъ; у Ньюфаундленда температура водъ зимою на 10°—15° выше температуры окружающихъ мѣстъ.

Нѣчто подобное имѣетъ мѣсто и въ Тихомъ океанѣ: вдоль восточныхъ береговъ Азіатскаго материка и Японскихъ острововъ направляется теплый экваторіальный потокъ—Японское теченіе (Куро-Сиво или Куро-Шіо); температура его у береговъ Японіи на 5°—10° выше температуры окружающихъ мѣстъ.

Холодное Перуанское теченіе, наоборотъ, имѣетъ температуру на 12°—13° ниже окружающихъ мѣстъ.

Приведенныя цифры могутъ дать понятіе о вліяніи теченій на температуру, а съ нею и на влажность воздуха для омываемыхъ ими береговъ.

Вообще теченія, обмѣниваясь энергіею, ими запасенною, съ находящимися надъ ними массами воздуха, несутъ тепло въ холодныя страны или, обратно, охлаждаютъ омываемые ими берега теплыхъ странъ. Такимъ образомъ они являются, какъ увидимъ подробнѣе далѣе, факторомъ, осложняющимъ круговоротъ энергіи въ атмосферѣ. Но ихъ роль этимъ только не ограничивается: они являются еще и тѣми очагами, гдѣ зарождаются атмосферные вихри, вносящіе неперіодическія измѣненія въ явленія погоды.

IV. Обмѣнъ тепловой энергіи въ атмосферѣ.

29. **Адіабатическое измѣненіе температуры въ восходящихъ и нисходящихъ токахъ.** Давленіе воздуха, какъ уже было указано, быстро убываетъ снизу вверхъ: когда высоты растутъ въ ариѳметической прогрессіи, давленія убываютъ въ прогрессіи геометрической или $h = A \lg \left(\frac{B_0}{B}\right)$, гдѣ B_0—упругость внизу, а B—на вершинѣ столба воздуха.

Выведемъ нѣкоторую массу воздуха изъ положенія равновѣсія, поднимая ее вверхъ или опуская ее внизъ и заставляя переходить отъ упругости B_0 къ упругости B или наоборотъ, безъ всякаго

притока или оттока отъ нея тепловой энергіи. При этомъ должна измѣняться и температура воздуха. Изъ физики извѣстно, что всякій разъ, когда измѣняется упругость газа безъ сообщенія ему тепловой энергіи или отнятія ея, происходитъ измѣненіе температуры газа,—такъ называемое *адіабатическое измѣненіе* его состоянія. Величину адіабатнаго измѣненія температуры воздуха, по мѣрѣ его опусканія и подниманія, можно опредѣлить на основаніи извѣстнаго изъ физики уравненія для адіабатнаго измѣненія состоянія сухого воздуха: $C_p\ dt = Avdp$ [1]), гдѣ C_p—теплоемкость воздуха

---

[1]) Для того, чтобы можно было вполнѣ разобраться въ этомъ важнѣйшемъ пунктѣ метеорологіи, полезно напомнить, какимъ образомъ выводится въ курсахъ физики это основное уравненіе адіабатическаго процесса.

По закону Гей-Люссака—объемы газа пропорціональны абсолютнымъ температурамъ (т. е. температурамъ, считаемымъ отъ абсолютнаго нуля или отъ —273°); по закону Бойля-Маріотта произведеніе объема на упругость для данной массы газа при неизмѣнной температурѣ есть величина постоянная. Если обозначимъ чрезъ p—упругость, чрезъ v—объемъ, чрезъ T абсолютную температуру единицы массы (1 килограмма) воздуха, то по первому закону $v_1 : v_2 = T_1 : T_2$ или $p_1 : p_2 = T_1 : T_2$ (смотря по тому, расширяется ли газъ съ измѣненіемъ температуры, или только измѣняетъ упругость безъ измѣненія объема); по второму закону $v_1\ p_1 = v_2\ p_2 = C$ (при неизмѣнной температурѣ). Комбинированный законъ Маріотта-Гей-Люссака даетъ состояніе газа, когда всѣ три величины, это состояніе опредѣляющія, измѣняются; тогда

$$\frac{pv}{T} = R,$$

гдѣ R—постоянная величина; отсюда $pv = RT$,—извѣстное уравненіе Клапейрона.

Назовемъ теперь чрезъ C_p —теплоемкость воздуха при постоянной упругости, когда газъ свободно расширяется, чрезъ C_v —теплоемкость при постоянномъ объемѣ, когда газъ мѣняетъ свою упругость, не расширяясь. Опыты Реньо и другихъ показали, что $C_p = 0{,}237$, $C_v = 0{,}168$; а теоретически легко доказать, что

$$C_p - C_v = AR,$$

гдѣ R — постоянная уравненія Клапейрона, равная работѣ, затрачиваемой 1 килограммомъ воздуха при расширеніи его вслѣдствіе нагрѣванія на 1°, и $A = \frac{1}{427}$ — термическій эквивалентъ работы.

Теперь дифференцируемъ уравненіе Клапейрона:

$$pdv + vdp = RdT = Rd\ (273 + t) = Rdt. \quad (1)$$

Сообщая 1 килограмму воздуха нѣкоторое количество тепла dQ, это тепло потратимъ: 1) на непосредственное повышеніе температуры газа, которое выражается величиною $C_v\ dt$, 2) на работу измѣненія объема газа при расширеніи, которая будетъ равна въ тепловыхъ единицахъ Apdv; поэтому

$$dQ = C_v\ dt + Apdv \quad (2).$$

Подставляя изъ (1) значеніе pdv, имѣемъ:

$$dQ = (C_v + AR)\ dt - Avdp = C_p\ dt - Avdp.$$

Такъ какъ при адіабатическомъ процессѣ масса газа не получаетъ тепла извнѣ и сама не расходуетъ тепло, то при этихъ условіяхъ $dQ = 0$; а тогда

$$C_p\ dt - Avdp = 0$$

или

$$C_p\ dt = Avdp.$$

при постоянной упругости, v—удѣльный объемъ (т. е. объемъ, занимаемый 1 килограммомъ воздуха), A — термическій эквивалентъ работы, равный $\frac{1}{427}$.

Зная плотность воздуха, можно опредѣлить удѣльный объемъ въ кубическихъ метрахъ; объемъ этотъ равняется вѣсу, раздѣленному на плотность, т. е. $v = \frac{1}{\delta}$, гдѣ δ плотность воздуха. Измѣненіе упругости воздуха съ поднятіемъ на высоту будетъ, какъ уже извѣстно, $dp = -\delta . dh$.

Подставивъ найденныя величины v и dp въ уравненіе

$$C_p dt = Avdp,$$

получимъ:

$$C_p\, dt = -A . \frac{1}{\delta} . \delta dh$$

или

$$\frac{dt}{dh} = -\frac{A}{C_p}.$$

Такимъ образомъ *приращеніе температуры съ увеличеніемъ высоты въ поднимающемся килограммѣ воздуха отрицательно и температура этой массы воздуха съ увеличеніемъ высоты убываетъ.* Такъ какъ и A, и C_p—величины постоянныя, то измѣненіе температуры съ высотой есть величина *постоянная.* Подставивъ въ уравненіе численныя значенія величинъ $C_p = 0.237, A = \frac{1}{427} = 0.00235$, получаемъ

$$\frac{dt}{dh} = -0{,}00987.$$

Измѣненіе температуры съ измѣненіемъ высоты на 1 м. очень близко поэтому къ 0,01°; *можно принять, что съ увеличеніемъ высоты на 1 метръ температура падаетъ на 0.01°, а при поднятіи на 100 метровъ на 1°.* При пониженіи происходитъ обратное. Производную $\frac{dt}{dh}$ называютъ *вертикальнымъ температурнымъ градіентомъ.*

До сихъ поръ разсматривался сухой воздухъ. На самомъ дѣлѣ въ атмосферѣ всегда—воздухъ влажный, содержащій водяные пары. Пока воздухъ не насыщенъ парами, когда пары слѣдуютъ законамъ обыкновенныхъ газовъ, предыдущій законъ будетъ вѣренъ и для нихъ; разница съ предыдущимъ выраженіемъ будетъ состоять только въ томъ, что вмѣсто C_p войдетъ величина C'_p,—теплоемкость влажнаго воздуха при постоянной упругости; но она мало отличается отъ C_p; поэтому и $\frac{dt}{dh}$ будетъ очень близко къ тому, что было для сухого воздуха. Невѣрнымъ выведенный выше законъ измѣненія температуры съ высотою сдѣлается только тогда, когда начнется

конденсація, т. е. переходъ паровъ въ капельножидкое состояніе; въ этомъ случаѣ будетъ выдѣляться теплота парообразованія; дѣйствуя въ обратную сторону уменьшенію упругости и пониженію температуры, она должна, очевидно, существеннымъ образомъ измѣнить найденный выше законъ, относящійся къ сухому воздуху.

Подъ вліяніемъ влажности измѣняется прежде всего теплоемкость воздуха. Если возьмемъ 1 клгр. влажнаго воздуха и обозначимъ количество водяныхъ паровъ въ немъ черезъ m (въ доляхъ килограмма), то воздуха въ смѣси будетъ количество $1-m$; теплоемкость смѣси будетъ $C=\frac{\Sigma cm}{\Sigma m}$. Примѣнивъ это выраженіе къ данному случаю, получимъ теплоемкость влажнаго воздуха:

$$C'_p = C_p\ (1-m) + 0{,}480\ m,$$

гдѣ 0,480 есть теплоемкость паровъ воды, теплоемкость-же сухого воздуха равна 0,237. Значитъ

$$C'_p = 0{,}237\ (1-m) + 0.480\ m.$$

Понижая температуру влажнаго воздуха, можно дойти до такого его состоянія, что количество паровъ, въ немъ содержащееся, будетъ не только достаточно для его насыщенія; перейдя чрезъ температуру насыщенія, пары будутъ переходить въ капельножидкое состояніе съ выдѣленіемъ теплоты парообразованія (r). Если при этомъ выдѣлилось въ жидкомъ видѣ паровъ dm, то количество выдѣлившейся теплоты парообразованія будетъ rdm. Въ силу всѣхъ этихъ соображеній основное уравненіе для адіабатическаго пониженія температуры въ насыщенномъ воздухѣ будетъ

$$C'_p dt + Adh + rdm = 0,$$

когда тепловая энергія не притекаетъ извнѣ и не тратится внаружу. Здѣсь r есть величина извѣстная: по Клаузіусу $r = 607 - 0.708\,t$ для воды въ капельножидкомъ видѣ, $r = 687 - 0.708\,t$ для воды въ твердомъ видѣ (для льда).

Величину m также можно легко выразить черезъ давленіе. Плотность пара по отношенію къ воздуху $d = 0{,}623$; тогда $m = 0.623 \times 0.001293 \times \times \frac{f}{p} \times \frac{1}{1+\alpha t}$ или, такъ какъ кромѣ f и p вошли все величины постоянныя, то, замѣняя $0.623 \times 0.001293 \times \frac{1}{1+\alpha t}$ черезъ Δ,

$$m = \Delta\,\frac{f}{p},$$

гдѣ f есть упругость пара, а p — упругость воздуха. Дифференцируя это выраженіе для m, получимъ

$$dm = \Delta\left(\frac{pdf - fdp}{p^2}\right);$$

раздѣливъ это на $m = \Delta \frac{f}{p}$, будемъ имѣть

$$\frac{dm}{m} = \frac{df}{f} - \frac{dp}{p}.$$

Отсюда

$$C'_p dt + Adh + rm\left(\frac{df}{f} - \frac{dp}{p}\right) = 0$$

или

$$C'_p dt + Adh + rm\frac{df}{dt} \cdot \frac{dt}{f} + rm\frac{\delta dh}{p} = 0,$$

такъ какъ $dp = -\delta dh$. Поэтому окончательно

$$\frac{dt}{dh} = -\frac{A + rm\frac{\delta}{p}}{C'_p + rm\frac{df}{f} \cdot \frac{1}{dt}}.$$

Это и есть *законъ измѣненія температуры съ высотой для насыщеннаго водяными парами воздуха*. Такъ какъ въ выраженіе этого закона вошли перемѣнныя величины: упругость, быстро возрастающая съ увеличеніемъ температуры для паровъ, насыщающихъ пространство, температура воздуха, плотность воздуха, зависящая отъ первыхъ двухъ, и наконецъ давленіе воздуха, то очевидно, что *температурный градіентъ для насыщеннаго парами воздуха* $\frac{dt}{dh}$ *долженъ зависѣть отъ начальной температуры и давленія*. Въ среднемъ можно принять, что *численная величина измѣненія температуры съ высотой для насыщеннаго парами воздуха приблизительно въ 2 раза меньше, чѣмъ для сухого, и на каждые 100 метровъ высоты равна 0.5°*.

Задавшись опредѣленными p и t, можно вычислить $\frac{dt}{dh}$. Такимъ образомъ Ханномъ была вычислена слѣдующая таблица.

Начальное давленіе мм.	Начальная температура.									Приблиз. высота въ метрахъ.
	—10°	—5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	
760	0,76	0,69	0,63	0,60	0,54	0,49	0,45	0,41	0,38	20
700	0,74	0,68	0,62	0,59	0,53	0,48	0,44	0,40	0,37	680
600	0,71	0,65	0,58	0,55	0,49	0,44	0,40	0,37		1910
500	0,68	0,62	0,55	0,52	0,46	0,41	0,38			3360
400	0,63	0,57	0,50	0,47	0,42	0,38				5450
300	0,57	0,51	0,44	0,42						7430
200	0,49	0,43	0,38							10670

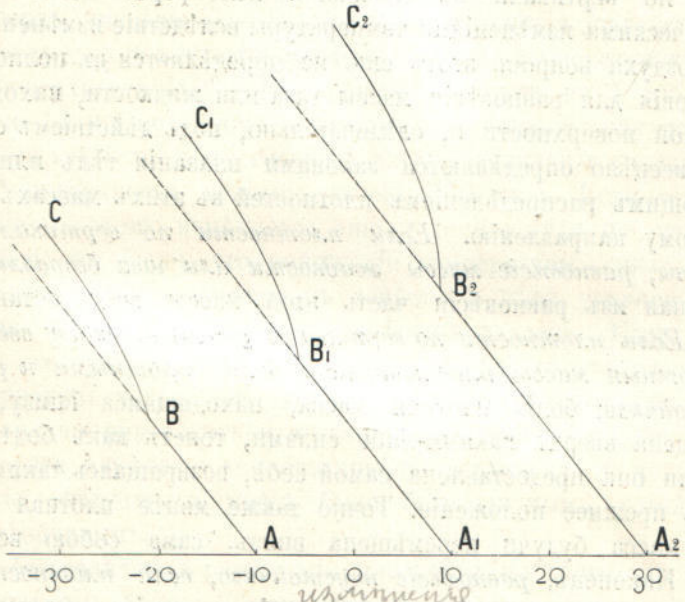
Изъ этой таблицы видно, что величина температурнагэ градіента для насыщеннаго парами воздуха на каждые 100 метровъ измѣняется дѣйствительно въ зависимости отъ упругости и начальной температуры воздуха. Изъ таблицы же слѣдуетъ, что для насыщеннаго водяными парами воздуха, каковы-бы ни были его температура и влажность, $\frac{dt}{dh}$ будетъ всегда меньше, чѣмъ для сухого воздуха.

Въ атмосферѣ приходится однако въ дѣйствительности имѣть дѣло не съ воздухомъ, абсолютно сухимъ, и не съ воздухомъ, насыщеннымъ водяными парами, а только съ воздухомъ извѣстной влажности т. е. содержащимъ нѣкоторое опредѣленное, но меньшее того, что нужно для насыщенія, количество паровъ на единицу объема. Изъ этого понятно, что при такомъ условіи измѣненіе температуры въ поднимающихся по вертикали массахъ воздуха пойдетъ нѣсколько иначе, чѣмъ въ разсмотрѣнныхъ выше, предѣльныхъ, такъ сказать, случаяхъ.

Черт. 36. Графическое изображеніе адіабатнаго измѣненія температуры въ поднимающейся или опускающейся массѣ воздуха.

Для того, чтобы нагляднѣе представить себѣ дѣло, можно изобразить измѣненія температуры графически. Условимся откладывать, какъ на черт. 36, въ прямоугольной системѣ координатъ по оси абсциссъ температуры, возрастающія слѣва на право, а по оси ординатъ соотвѣтствующія высоты. При этомъ условіи одинаковыя температуры для различныхъ высотъ изобразятся прямою, параллельною оси высотъ. Допустимъ теперь, что на какой угодно высотѣ данная масса воздуха M механически выведена изъ положенія равновѣсія вверхъ. Если воздухъ сухъ, какъ только онъ выведенъ изъ положенія равновѣсія и начнетъ подниматься, температура его будетъ падать на 1^0 на каждые 100 метровъ. Принимая единицу длины по оси абсциссъ за 1^0, а на оси ординатъ за 100 метровъ,—придется изобразить измѣненіе температуры прямой AMB, наклоненной къ оси абсциссъ подъ угломъ въ 45^0. Это будетъ только до тѣхъ поръ, пока воздухъ не насыщенъ парами. Какъ только воздухъ, охладившись до извѣстной температуры, дѣлается насыщеннымъ,

напр. въ точкѣ B, — при дальнѣйшемъ поднятіи градіентъ уже становится меньше и на высотѣ B (черт. 37) прямая AB сдѣлаетъ переломъ. Чѣмъ ниже становится температура съ дальнѣйшимъ поднятіемъ, тѣмъ больше будетъ градіентъ для насыщеннаго воздуха и тѣмъ больше наклонъ кривой BC приближается къ первоначаль-



Черт. 37. Кривыя состоянія для воздуха.

ному; кривая будетъ вообще имѣть видъ ABC. Это было для воздуха съ начальной температурой въ — 10^0, когда по Ханну $\frac{dt}{dh} = 0.76$. Если взять воздухъ съ начальной температурой $+10^0$, $+30^0$ и т. д., то на графикахъ измѣнится лишь высота перелома и величина отклоненія, ибо по Ханну при $+10^0$ $\frac{dt}{dh} = 0.54$, а при 30^0 только 0.38 (чер. 37, кривыя $A_1B_1C_1$, $A_2B_2C_2$).

Такимъ образомъ можно получить *кривыя термическаго состоянія* для данной массы воздуха, которыя будутъ различными, смотря по начальной температурѣ и другимъ обстоятельствамъ [1]).

---

[1]) Зная эти основные факты, можно рѣшать сложные вопросы о конвекціонныхъ токахъ. Положимъ напр., что имѣемъ у поверхности земли воздухъ, температура котораго 25^0, относительная влажность 50% и давленіе 750 мм. Нагрѣтый выше окружающихъ слоевъ, воздухъ этотъ будетъ подниматься, возникнетъ восходящій потокъ. На какой высотѣ пары будутъ переходить въ капельно-жидкое состояніе?

30. **Измѣненіе температуры съ высотою въ свободной атмосферѣ; условія равновѣсія воздушныхъ массъ.** Зная законъ адіабатическаго измѣненія температуры за счетъ измѣненія упругости съ высотою, на которую поднимается нѣкоторая масса воздуха, можно было бы теперь разсмотрѣть, какъ должны распредѣляться температуры по вертикали въ свободной атмосферѣ. Однако одними адіабатическими измѣненіями температуры вслѣдствіе измѣненія упругости воздуха вопросъ этотъ еще не опредѣляется въ полной мѣрѣ.

Условія для равновѣсія массы газа или жидкости, находящихся на земной поверхности и, слѣдовательно, подъ дѣйствіемъ силы тяжести, всецѣло опредѣляются законами плаванія тѣлъ или отсюда вытекающимъ распредѣленіемъ плотностей въ этихъ массахъ по вертикальному направленію. *Если плотности по вертикали вездѣ одинаковы, равновѣсіе массы жидкости или газа безразличное*, и выведенная изъ равновѣсія часть этой массы вездѣ останется въ покоѣ. *Если плотности по вертикали убываютъ снизу вверхъ, менѣе плотныя массы плаваютъ надъ болѣе плотными и равновѣсіе устойчиво*; болѣе плотная масса, находящаяся внизу, будучи перемѣщена вверхъ какими-либо силами, тонетъ какъ болѣе тяжелая, если она предоставлена самой себѣ, возвращаясь такимъ образомъ въ прежнее положеніе. Точно также менѣе плотная и болѣе легкая масса будучи перемѣщена внизъ, сама собою всплыветъ вверхъ. Наконецъ, *равновѣсіе неустойчиво, если плотности убываютъ сверху внизъ*, если болѣе легкія и менѣе плотныя массы

Какъ только образовался восходящій потокъ, температура сухого воздуха на любой высотѣ будетъ извѣстна. Остается подсчитать, при какой температурѣ данное количество водяныхъ паровъ насыщаетъ воздухъ. Упругость, соотвѣтствующая заданнымъ условіямъ, равна 11. 7 мм. Температура насыщенія, соотвѣтствующая этой упругости, будетъ 13°. 7. До этой температуры воздухъ будетъ, поднимаясь, расширяться и понижать свою температуру, какъ сухой,— на каждые 100 метровъ на 1°,—и достигнетъ высоты $(25.0-13.7)\times100=1130$ метровъ. Достигнувъ этой высоты, водяные пары начнутъ переходить въ капельно-жидкое состояніе; на этой высотѣ, слѣдовательно, образуется нижняя граница облака, если потокъ достаточно силенъ и обиленъ парами; отсюда температура будетъ уже падать на 0. 5° на каждые 100 метровъ поднятія. Можно найти, на какой приблизительно высотѣ конденсировавшіеся пары замерзнутъ и дадутъ ледяные кристаллы; это будетъ на высотѣ $(13.7:0.5)\times100+1130=2740+1130=3870$ метровъ.

Положимъ,—имѣемъ воздухъ на высотѣ 2500 метровъ, температура котораго —10°. 0 и влажность 100%. Какова будетъ его температура и влажность, когда онъ по какой-бы то ни было причинѣ опустится до поверхности земли? При 100% влажности и —10° абсолютная влажность будетъ 2. 09; съ этимъ-же количествомъ воды воздухъ придетъ и къ поверхности земли, когда температура его будетъ $-10^0+2500:100=+15^0$; относительная влажность его при этой температурѣ будетъ соотвѣтствовать уже только 23%.

Болѣе точно вопросы этого рода рѣшаются при помощи графическаго метода, даннаго Гертцемъ. Но подробности этого метода здѣсь изложены быть не могутъ.

жидкости или газа окажутся внизу подъ удѣльно-тяжелыми, болѣе плотными.

Для безразличнаго равновѣсія воздушныхъ массъ, какъ только что было сказано, необходимо, чтобы плотность по вертикали была вездѣ одинакова. Но уже вслѣдствіе только убыванія давленія съ высотою даже при постоянной температурѣ плотности воздуха должны снизу вверхъ уменьшаться. Зная законъ измѣненія давленія съ высотою, не трудно подсчитать, что при среднихъ температурахъ около земной поверхности (10^0—15^0) давленіе упадетъ на 1 мм. на высотѣ около 11 м.; при этомъ плотность, пропорціональная давленію, уменьшится здѣсь на $^1/_{760}$ своей начальной величины (полагая, что у земной поверхности давленіе равно 760 мм.). Если теперь въ дополненіе къ этому измѣняется еще и температура по вертикали съ высотою, то—ясно, что пониженіе температуры снизу вверхъ, увеличивая плотность, должно въ извѣстной мѣрѣ уравновѣшивать уменьшеніе плотности вслѣдствіе измѣненія давленія. Если бы, наоборотъ, температура возрастала снизу вверхъ, то это распредѣленіе температуръ только еще болѣе уменьшало бы плотность. Отсюда уже не трудно опредѣлить и то основное условіе, которому должно удовлетворять измѣненіе температуры по вертикали для того, чтобы равновѣсіе воздушныхъ массъ было безразличнымъ, устойчивымъ или неустойчивымъ.

При безразличномъ равновѣсіи плотности по вертикали должны быть одинаковы; значитъ,—*измѣненіе плотности вслѣдствіе уменьшенія давленія съ высотою должно быть покрыто и уравновѣшено измѣненіемъ плотности вслѣдствіе пониженія температуры.* Поэтому при намѣченныхъ выше условіяхъ должно быть

$$-{}^1/_{760}\delta = 0.00367\,t \times \delta,$$

если чрезъ δ обозначить плотность воздуха, чрезъ t измѣненіе температуры съ измѣненіемъ высоты на 11 м. Отсюда $t = -0.^0359$ на 11 м. высоты, или $-3.^03$ на каждые 100 м. Слѣдовательно, если бы температура падала на каждые 100 м. на $3.^03$, увеличеніе плотности отъ пониженія температуры уравновѣсило бы ея уменьшеніе отъ убыванія давленія, и *равновѣсіе воздушныхъ массъ вездѣ по вертикали было бы безразличнымъ.* При пониженіи температуры на каждые 100 м. больше, чѣмъ на $3.^03$, воздухъ болѣе плотный оказался бы выше, чѣмъ воздухъ менѣе плотный; *равновѣсіе неустойчиво*; холодныя и плотныя массы воздуха, какъ только такое состояніе наступило, должны опрокинуться или обрушиться, опускаясь внизъ. При пониженіи температуры на каждые 100 м. меньше,

чѣмъ на 3.°3, уменьшеніе плотности вслѣдствіе убыванія давленія не уравновѣшено ея увеличеніемъ отъ пониженія температуры; плотности правильно убываютъ снизу вверхъ и *равновѣсіе устойчиво* [1]).

---

[1]) Совершенно строгій выводъ условій равновѣсія для воздушныхъ массъ можетъ быть сдѣланъ изъ формулы Клапейрона. По этой формулѣ, какъ извѣстно,

$$pv = RT,$$

или, если вмѣсто удѣльнаго объема для единицы массы газа ввести его плотность,

$$\frac{p}{\delta} = RT.$$

Отсюда, опредѣляя плотность газа, какъ

$$\delta = \frac{p}{RT},$$

и дифференцируя это выраженіе, найдемъ

$$d\delta = \frac{RTdp - pRdT}{R^2T^2} = \frac{p}{RT}\left(\frac{dp}{p} - \frac{dT}{T}\right).$$

Далѣе, какъ уже было указано (стр. 95),

$$dp = -\delta . dh.$$

Поэтому

$$d\delta = -\frac{p}{RT}\left(\frac{dh}{RT} + \frac{dT}{T}\right),$$

или далѣе

$$\frac{d\delta}{dh} = -\frac{p}{RT^2}\left(\frac{I}{R} + \frac{dt}{dh}\right).$$

Слѣдовательно,—приращеніе плотности на единицу высоты, а вмѣстѣ съ нимъ и равновѣсіе воздушныхъ массъ будутъ при прочихъ равныхъ условіяхъ опредѣляться значеніемъ суммы $\frac{I}{R} + \frac{dt}{dh}$.

Равновѣсіе воздушныхъ массъ будетъ безразличнымъ, если $\frac{d\delta}{dh} = 0$ т. е. при $\frac{dt}{dh} = -\frac{I}{R}$.

Равновѣсіе будетъ устойчивымъ, если отношеніе $\frac{d\delta}{dh} < 0$ и $\frac{dt}{dh} > -\frac{I}{R}$.

Равновѣсіе неустойчиво и массы воздуха должны опрокинуться, если $\frac{d\delta}{dh} > 0$ и $\frac{dt}{dh} < -\frac{I}{R}$.

Значеніе постоянной R въ формулѣ Клапейрона для каждаго газа можетъ быть точно опредѣлено. Для воздуха оно будетъ, предполагая, что массы выражены, какъ обыкновенно, въ килограммахъ, высоты—въ метрахъ, $R = 29.27$; для другихъ газовъ оно будетъ $R_1 = 29.27\ \delta^{-1}$. Поэтому, если для воздуха

$$\frac{dt}{dh} = -\frac{1}{R} = -0.^0 0342,$$

равновѣсіе безразлично; въ сухомъ воздухѣ для этого, значитъ, температура должна падать на каждые 100 м. на 3.°42.

Для водяныхъ паровъ $\frac{dt}{dh}$ должно быть при этомъ условіи равно 0.°0213 т. е. температура должна падать на каждые 100 м. на 2.°13. Для воздуха влажнаго, очевидно, получатся величины $\frac{dt}{dh}$, промежуточныя между этими двумя предѣлами.

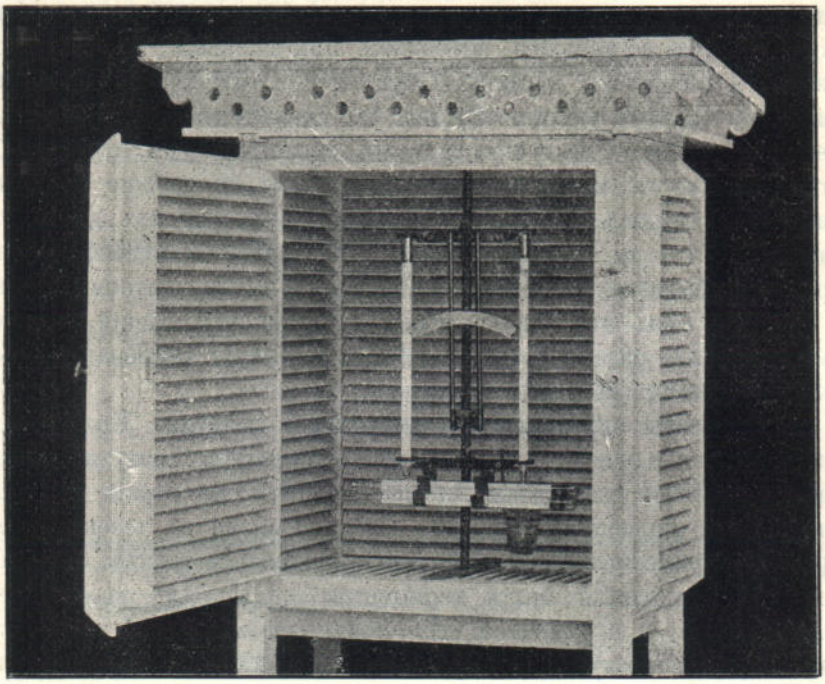
Основное свойство энергіи вообще — стремиться къ тому, чтобы для данной системы тѣлъ при данныхъ условіяхъ потенціальная энергія этой системы была минимальная возможная. Въ силу этого и земная атмосфера всегда будетъ стремиться, чтобы массы воздуха, ее составляющія, обладали наименьшею возможною при земныхъ условіяхъ потенціальною энергіею. А это условіе будетъ выполнено тогда, когда центръ тяжести этихъ воздушныхъ массъ займетъ наинизшее возможное при данныхъ условіяхъ положеніе и равновѣсіе будетъ устойчивое. Поэтому въ свободной атмосферѣ заранѣе должно ожидать, что соотвѣтственно этому устойчивому равновѣсію воздушныхъ массъ и температуры въ нихъ будутъ убывать съ высотою медленнѣе, чѣмъ то должно быть при равновѣсіи безразличномъ. Наблюденія, какъ увидимъ далѣе, показываютъ, что въ дѣйствительности въ свободной атмосферѣ температуры убываютъ даже медленнѣе, чѣмъ по адіабатному закону.

Прежде чѣмъ перейти къ этимъ даннымъ наблюденій, необходимо, конечно, разсмотрѣть способы опредѣленія температуры воздуха въ нѣкоторомъ данномъ пунктѣ.

31. **Способы опредѣленія температуры воздуха.** Кромѣ правильныхъ, періодическихъ измѣненій температуры воздуха, наблюденія, какъ было уже указано, устанавливаютъ еще рѣзкія не періодическія ея колебанія, нерѣдко совершающіяся въ теченіе очень короткаго промежутка времени. Для улавливанія такихъ быстрыхъ колебаній приходится брать термометры съ *малымъ коэффиціентомъ инерціи и съ большой воспріимчивостью.* Подвѣсивъ такой термометръ въ воздухѣ на опредѣленной высотѣ и не принявъ никакихъ мѣръ для защиты его отъ вліянія окружающихъ предметовъ, нельзя еще получить однако истинной температуры воздуха: на него будетъ непосредственно вліять потокъ лучистой энергіи отъ солнца и температура окружающихъ предметовъ, которые будутъ также посылать на него потокъ лучистой энергіи, когда они нагрѣты болѣе термометра, или наоборотъ будутъ сами отъ него отнимать тепло лучеиспусканіемъ. До послѣдняго времени на русской метеорологической сѣти примѣнялась установка въ особой будкѣ, предложенной акад. Вильдомъ.

Чтобы защитить термометръ отъ этихъ постороннихъ вліяній, его помѣщали въ цинковую клѣтку, а эту послѣднюю въ деревянную будку со стѣнками въ видѣ жалюзи. Этотъ способъ имѣетъ тотъ крупный недостатокъ, что при немъ недостаточенъ вокругъ термометровъ обмѣнъ воздуха. Для устраненія этого, по иниціативѣ акад. Вильда, основаніе цинковой клѣтки замѣнялось венти-

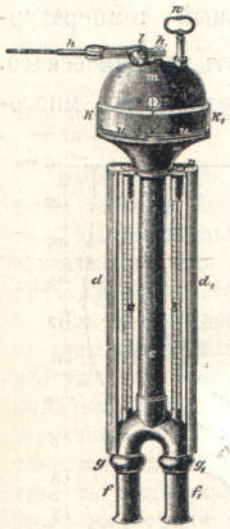
ляторомъ, который при вращеніи прогоняетъ черезъ клѣтку воздухъ. Въ настоящее время такая установка, сильно затрудняющая обмѣнъ воздуха вокругъ термометровъ, замѣняется простою деревянною небольшихъ размѣровъ будкою со стѣнками изъ жалюзи (англійская установка, черт. 38).



Черт. 38. Англійская психрометрическая будка, примѣняемая для установки термометровъ на русской метеорологической сѣти.

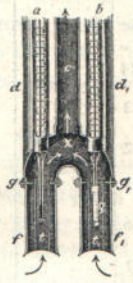
Подъ температурой воздуха принято разумѣть среднюю температуру нѣкотораго опредѣленнаго его слоя. Но на небольшой высотѣ отъ поверхности почвы на температуру могутъ вліять различныя окружающія условія: почвенный покровъ, потоки, перемѣшивающіе слои воздуха; а потому о постоянствѣ температуры въ одномъ слоѣ, на одномъ уровнѣ не можетъ быть и рѣчи. Поэтому правильнѣе было бы, вмѣсто будки, помѣстить нѣсколько защищенныхъ отъ постороннихъ вліяній термометровъ въ разныхъ точкахъ даннаго слоя. Еще проще взять термометръ съ малымъ коэфиціентомъ инерціи, и, привязавъ его къ шнурку, привести за шнурокъ въ быстрое вращеніе. По прошествіи 3—4 минутъ вращенія, когда на термометрѣ установится постоянная температура, его по-

казанія дадутъ вѣрную температуру воздуха: въ самомъ дѣлѣ, прикасаясь при движеніи съ большою массою воздуха и съ нею быстро обмѣниваясь тепломъ, такой термометръ легко воспримет температуру даннаго слоя, но нагрѣваться выше ея не будетъ, сейчасъ же отдавая свое тепло прикасающимся къ нему при движеніи массамъ воздуха. Это—такъ называемый *пращевой термометръ*.



Черт. 39a. Внѣшній видъ психрометра Ассмана.

Еще лучше для этой цѣли *психрометръ Ассмана*. Въ немъ термометры заключены въ двойныя металлическія трубки (рис. 39b) для защиты отъ внѣшнихъ вліяній. Сверху оправы (рис. 39a) имѣется часовой механизмъ для приведенія въ движеніе вентилятора, просасывающаго воздухъ около шариковъ термометровъ. Такой вентиляторъ въ теченіе двухъ минутъ протянетъ около термометровъ такую массу воздуха, что температура, указанная ими, можетъ считаться вполнѣ надежной температурой протягиваемаго приборомъ воздуха.



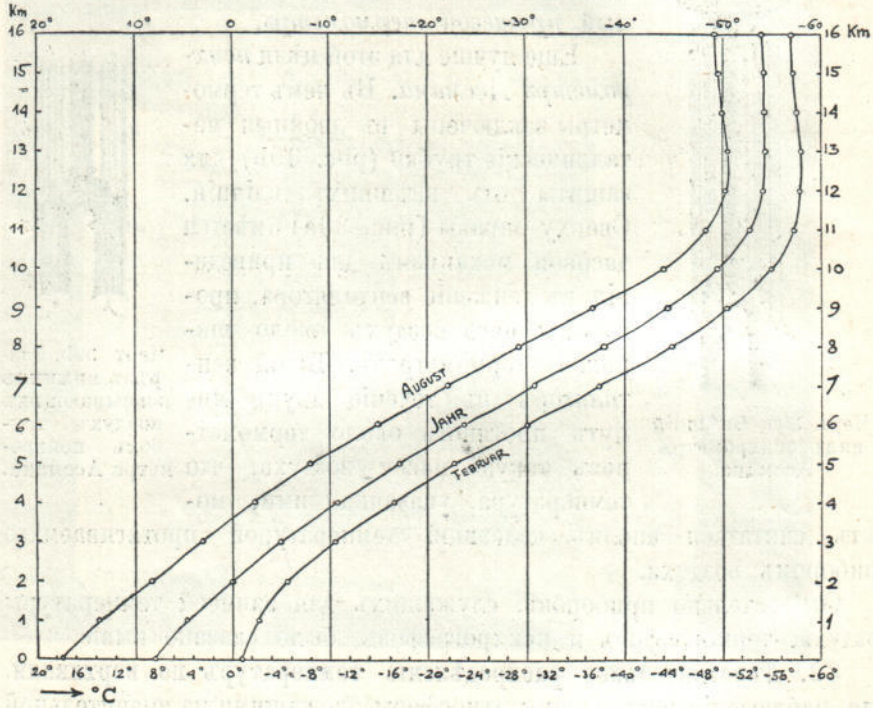
Черт 39b. Разрѣзъ нижнихъ всасывающихъ воздухъ трубокъ психрометра Ассмана.

Относительно приборовъ, служащихъ для записей температуры воздуха: термографовъ и психрографовъ, было сказано выше.

32. **Дѣйствительное распредѣленіе температуръ по вертикали.** Для наблюденія надъ слоями атмосферы, лежащими па значительной высотѣ надъ земною поверхностью, приходилось въ прежнее время прибѣгать къ помощи горныхъ станцій или къ непосредственнымъ наблюденіямъ при рѣдкихъ подъемахъ воздушныхъ шаровъ. Но по наблюденіямъ двухъ пунктовъ: у подножія и на вершинѣ горы,—не всегда возможно судить о томъ, что происходитъ въ промежуточномъ слоѣ воздуха. Рѣдкія, отрывочныя наблюденія на воздушныхъ шарахъ, не свободныя отъ большихъ погрѣшностей, вызываемыхъ близостью инструментовъ къ нагрѣваемой солнцемъ поверхности шара, также дали недостаточныя данныя для выясненія дѣйствительнаго распредѣленія температуръ по вертикали. Только въ послѣднее время при помощи шаровъ-зондовъ, снабженныхъ самопишущими приборами, спуски которыхъ производятся ежемѣсячно, а также при помощи змѣевъ, собранъ богатый матеріалъ,

дающій право говорить о томъ, что дѣлается въ атмосферѣ,—по крайней мѣрѣ въ болѣе близкихъ къ земной поверхности слояхъ ея.

Подобныя наблюденія показываютъ, что въ ближайшихъ къ земной поверхности слояхъ воздуха вертикальный температурный градіентъ $\frac{dt}{dh}$ всегда существенно отклоняется отъ теоретическаго. Кривыя на черт. 40, построенныя на основаніи средняго изъ много-



Черт. 40. Распредѣленіе температуръ по вертикали отъ земной поверхности до высоты 16 км. по Вегенеру.

численныхъ международныхъ подъемовъ шаровъ-зондовъ въ теченіе 5 лѣтъ въ Европѣ и помѣщенная далѣе таблица показываютъ, что только на значительныхъ высотахъ градіентъ начинаетъ приближаться къ теоретическому, полученному на основаніи адіабатическаго закона. По этимъ наблюденіямъ можно считать, что въ среднемъ на высотѣ около 5—8 килом. вертикальный температурный градіентъ близокъ къ $0^0.7$, тогда какъ въ нижнихъ слояхъ онъ—меньше $0^0.4$.

Слѣдующая таблица даетъ среднія температуры по вертикали для Европы по наблюденіямъ на шарахъ-зондахъ и змѣяхъ, на основаніи которыхъ была построена предыдущая кривая.

Высота надъ уровнемъ моря въ км.	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Темпер. на ней . . .	7,9°	4,6	0,1	—5,0	—10,7	—16,9	—23,7	—30,8	—38,0
Вертикальн. темпер. градіентъ.		—0,33°	—0,45	—0,51	—0,57	—0,62	—0,68	—0,71	—0,72
Высота надъ уровнемъ моря въ км.	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Темпер. на ней . . .	—38,0°	—44,4	—49,6	—52,8	—54,2	—54,5	—54,4	—54,3	—54,1
Вертикальн. темпер. градіентъ.		—0,64	—0,52	—0,32	—0,14	—0,03	+0,01	+0,01	+0,02

Наблюденія шарами—зондами, послужившія для составленія приведенной выше таблицы, захватили слой атмосферы до 16 км. высотою; единичные подъемы значительно превосходили эту послѣднюю высоту (до 29 км.). Они обнаружили очень любопытные факты относительно температуръ болѣе высокихъ слоевъ атмосферы.

Изъ совокупности всѣхъ этихъ наблюденій, какъ можно видѣть и изъ таблицы распредѣленія температуръ по высотамъ и изъ черт. 40, вытекаетъ, что уже на высотѣ около 11 — 12 км. температуры воздуха перестаютъ понижаться, вертикальные температурные градіенты—очень близки къ нулю (0) и термометръ на протяженіи цѣлыхъ километровъ обнаруживаетъ очень малыя температурныя колебанія, указывая, слѣдовательно, на существованіе здѣсь слоя съ постоянною температурою, — слоя *изотерміи*. Затѣмъ при дальнѣйшемъ возрастаніи высотъ, — около 13 — 14 км.,—наблюденія даютъ вообще нѣкоторое повышеніе температуры съ высотою, —*верхнюю инверзію* [1]) температуры. Слой этой верхней инверзіи тянется примѣрно до 15—16 км. высоты надъ земною поверхностью. Какъ мѣняются температуры еще выше, говорить пока было бы гадательно, такъ какъ выше слоя 16 км. имѣются только единичные подъемы.

Вполнѣ удовлетворительнаго, общепринятаго объясненія явленіямъ верхнихъ изотерміи и инверзіи пока не дано. Наиболѣе вѣроятно и теоретически въ извѣстной мѣрѣ находитъ себѣ оправданіе то предположеніе, что причина изотерміи и верхней инверзіи—въ условіяхъ поглощенія лучистой энергіи верхними слоями атмосферы.

Наблюденія надъ температурою обнаруживаютъ такимъ образомъ какъ бы извѣстную слоистость въ строеніи атмосферы. По Ханну *первый слой* простирается отъ дѣятельной поверхности до высоты 1500 — 2000 м.; это — слой ненасыщеннаго парами, относительно сухого воздуха, въ которомъ непосредственно совершаются и передаются процессы инсоляціи и излученія, вызывая значительныя температурныя колебанія въ теченіе сутокъ и года. Далѣе идетъ *второй слой* отъ 1500 до 6000 м., — слой насыщенія водяными парами и конденсаціи, въ которомъ происходитъ наиболѣе энергичное образованіе облаковъ при восходящихъ токахъ. Выше надъ нимъ,—отъ 6 до 11 км.,—*третій слой* при существующихъ здѣсь низкихъ температурахъ сравнительно бѣднаго водяными парами воздуха, гдѣ процессы конденсаціи, если они и происходятъ, то не вызываютъ такого массоваго образованія облаковъ, какъ въ предыдущемъ слоѣ. Еще выше — *слой изотерміи* (12 — 14 км.), какъ только что было сказано выше. Наконецъ еще выше (15 км. и выше)—*слой верхней инверзіи*, гдѣ на лицо—новое слабое повышеніе температуры.

---

[1]) Въ отличіе отъ нижней инверзіи, о которой рѣчь будетъ далѣе.

Согласно самымъ позднѣйшимъ наблюденіямъ приходится заключить, что слой изотерміи нѣсколько измѣняетъ свою высоту въ зависимости отъ времени года и географическаго положенія мѣста наблюденія: онъ выше лѣтомъ, чѣмъ зимою; въ южной и западной Европѣ онъ выше чѣмъ въ сѣверной и восточной. Существованіе его констатировано даже въ тропической полосѣ и вблизи экватора [1]).

33. **Измѣненія въ распредѣленіи температуръ по вертикали подъ дѣйствіемъ инсоляціи или излученія.** Главнѣйшее изъ свойствъ атмосфернаго воздуха, опредѣляющее круговоротъ получаемой земною поверхностью отъ солнца энергіи,—его чрезвычайно большая прозрачность для этой лучистой энергіи, когда онъ чистъ и не содержитъ примѣсей. Вслѣдствіе прозрачности (воздухъ пропускаетъ 85%, а иногда даже 90% поступающей въ него лучистой энергіи) непосредственное его нагрѣваніе солнечными лучами будетъ ничтожно, и количество тепловой энергіи, непосредственно утилизируемое на нагрѣваніе данной массы воздуха, на столько мало, что можно не принимать его во вниманіе.

Второе существенное свойство воздуха, опредѣляющее его нагрѣваніе,—его малая теплопроводность; поэтому, если-бы въ воздухѣ отсутствовали совершенно потоки, распространеніе энергіи отъ нагрѣтой поверхности земли шло бы очень медленно. Наконецъ, третье существенное свойство воздуха—его огромная подвижность, дающая возможность различно нагрѣтымъ массамъ воздуха приходить въ соприкосновеніе и при этомъ вступать въ обмѣнъ энергіею помимо теплопроводности.

Вслѣдствіе этихъ причинъ, утилизируя на нагрѣваніе малую часть проходящей чрезъ него лучистой энергіи, воздухъ можетъ, пока нѣтъ конвекціи, мѣнять свое тепловое состояніе почти исключительно только путемъ полученія тепла или отъ нагрѣтаго лучами дѣятельнаго слоя, или отъ взвѣшенныхъ частицъ, нагрѣваемыхъ поглощаемой энергіею.

Если-бы можно было удержать массу воздуха въ равновѣсіи, то при инсоляціи этотъ столбъ воздуха, высотой до 300 километровъ, пропустилъ-бы до поверхности земли 0.9 лучистой энергіи и температура дѣятельнаго слоя, какъ уже было сказано ранѣе, въ силу этого повысилась-бы. Путемъ теплопроводности нагрѣтый дѣя-

---

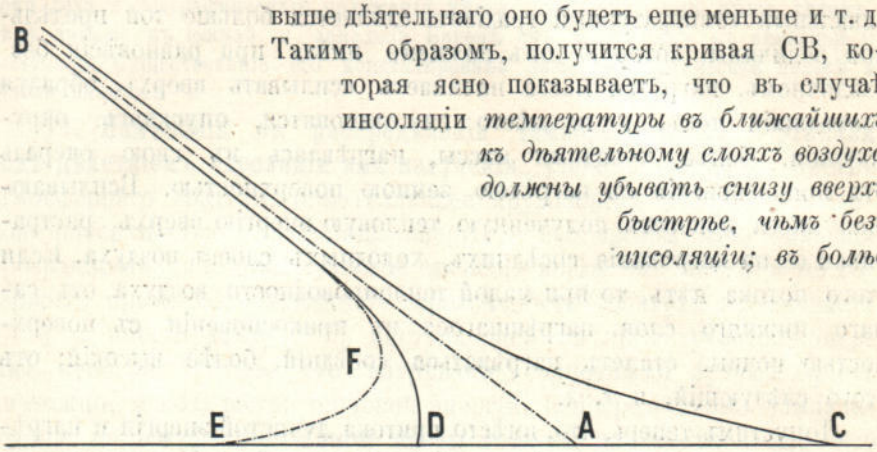
[1]) Параллельно съ существованіемъ слоя изотерміи и верхней инверзіи изслѣдованія между прочимъ указали, что надъ экваторомъ наблюдаются и наинизшія температуры для высокихъ слоевъ воздуха: 30 авг. 1908 г. на высотѣ 19330 м. н. у. м. при подъемѣ шара-зонда въ Ширати (восточная экваторіальная Африка) термометръ показалъ температуру—84°.5, а начиная съ высоты 13 км. воздухъ, какъ оказалось, имѣлъ температуру ниже, чѣмъ среднія годовыя температуры для той же высоты въ Европѣ.

тельный слой начнетъ отдавать тепловую энергію воздуху. Но, какъ только данная масса воздуха нагрѣется настолько, что вертикальный температурный градіентъ сдѣлается больше той предѣльной величины, которую онъ долженъ имѣть при равновѣсіи безразличномъ, нагрѣтая масса начинаетъ всплывать вверхъ, образуя восходящій токъ, а на мѣсто ея становятся, опускаясь, окружающія, болѣе холодныя массы, нагрѣваясь въ свою очередь отъ прикосновенія съ нагрѣтою земною поверхностью. Всплывающая масса понесетъ полученную тепловую энергію вверхъ, растрачивая ее на нагрѣваніе сосѣднихъ, холодныхъ слоевъ воздуха. Если этого потока нѣтъ, то при малой теплопроводности воздуха отъ самаго нижняго слоя, нагрѣвшагося въ прикосновеніи съ поверхностью почвы, станетъ нагрѣваться сосѣдній, болѣе высокій; отъ этого слѣдующій, и т. д.

Допустимъ теперь, что, вмѣсто притока лучистой энергіи и нагрѣванія почвы, идетъ излученіе энергіи: дѣятельный слой, отдавая тепло излученіемъ, охлаждается. Массы воздуха, прилегающія къ нему, будутъ теперь отъ прикосновенія съ нимъ также охлаждаться; отъ нихъ охлажденіе пойдетъ къ болѣе высокимъ слоямъ воздуха. Такъ какъ вслѣдствіе охлажденія плотность воздушныхъ массъ увеличивается еще болѣе въ направленіи сверху внизъ, равновѣсіе этихъ массъ устойчиво и для всякихъ ихъ перемѣщеній условія отсутствуютъ.

Чтобы яснѣе представить себѣ распредѣленіе температуръ по вертикали при наличности инсоляціи или излученія, можно воспользоваться тѣмъ же самымъ графическимъ методомъ, при помощи котораго получаются кривыя состоянія для воздуха. Въ прямоугольной системѣ координатъ откладываются, слѣдовательно, по оси абсциссъ температуры, возрастающія слѣва направо; по оси ординатъ отложены высоты; каждое дѣленіе на оси абсциссъ соотвѣтствуетъ 1^0, на оси ординатъ 100 м. Допустимъ опять, что столбъ воздуха надъ нѣкоторымъ пунктомъ земной поверхности находится въ равновѣсіи устойчивомъ и законъ измѣненія температуры съ высотою въ немъ будетъ опредѣляться нѣкоторымъ градіентомъ $\frac{dt}{dh}$; на черт. 41 это будетъ прямая AB. При наличности притока лучистой энергіи вслѣдствіе нагрѣванія дѣятельнаго слоя температура его повысится; ее придется изобразить точкою C. Длина AC представитъ собою графически происшедшее за счетъ полученной энергіи повышеніе температуры въ дѣятельномъ слоѣ. Не трудно видѣть, что при малой теплопроводности воздуха въ точкѣ, лежащей на 100 м. выше дѣятельной поверхности, повышеніе температуры

за счетъ инсоляціи будетъ значительно меньше, чѣмъ въ слоѣ, непосредственно соприкасающемся съ дѣятельнымъ. Въ слоѣ на 200 м. выше дѣятельнаго оно будетъ еще меньше и т. д. Такимъ образомъ, получится кривая CB, которая ясно показываетъ, что въ случаѣ инсоляціи *температуры въ ближайшихъ къ дѣятельному слояхъ воздуха должны убывать снизу вверхъ быстрѣе, чѣмъ безъ инсоляціи; въ болѣе*



Черт. 41. Измѣненіе температуръ по вертикали подъ дѣйствіемъ инсоляціи или излученія.

высокихъ же слояхъ температурная кривая будетъ ассимптотически приближаться къ прямой AB. Такъ какъ въ нижнихъ слояхъ воздуха для кривой CB температуры могутъ при достаточно интензивной инсоляціи падать съ высотою сильнѣе, чѣмъ то должно быть для равновѣсія безразличнаго, то въ этомъ случаѣ *равновѣсіе воздуха можетъ сдѣлаться неустойчивымъ и результатомъ инсоляціи должны явиться восходящіе потоки*, способствующіе выравниванію температуръ и несущіе полученную воздушными массами тепловую энергію вверхъ, гдѣ она и расходуется на нагрѣваніе болѣе высокихъ и болѣе холодныхъ слоевъ.

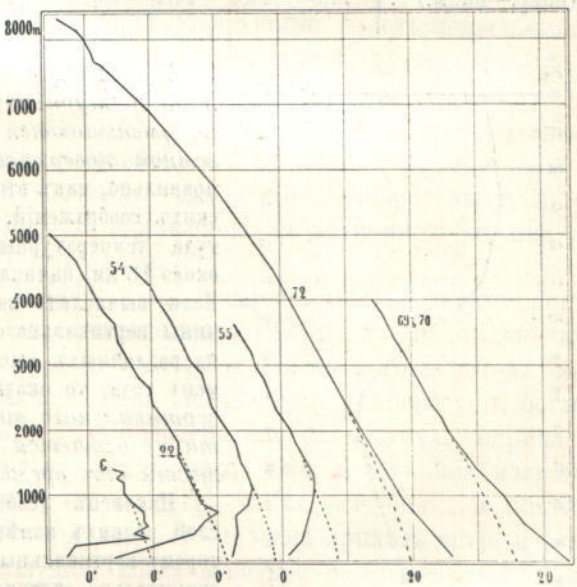
При наличности излученія наиболѣе охлажденный воздухъ будетъ у поверхности дѣятельнаго слоя; отъ этого слоя будутъ охлаждаться прилегающіе къ нему слои и, чѣмъ выше, тѣмъ меньше; на нѣкоторой высотѣ это охлажденіе исчезнетъ. Такое состояніе на графикѣ изобразится кривою BD, подобной предыдущей, но обращенной выпуклостью въ противоположную сторону. Градіенты, соотвѣтствующіе такому состоянію, будутъ больше, чѣмъ то должно быть для равновѣсія безразличнаго; значитъ и *равновѣсіе будетъ всегда при этомъ устойчивое*, воздухъ располагается по убывающимъ плотностямъ и конвекціонныхъ токовъ не возникаетъ. Иногда охлажденіе нижнихъ слоевъ можетъ быть такъ сильно, что кривая можетъ принять еще болѣе выпуклую форму BF; тогда происходитъ такъ называемое *обращеніе температуръ или инверзія;* въ

этомъ случаѣ градіентъ $\frac{dt}{dh}$ будетъ даже больше 0 (т. е. градіентъ изъ отрицательнаго становится положительнымъ) и *температуры въ части кривой EF, вмѣсто убыванія снизу вверхъ, возрастаютъ.* Такимъ образомъ, *при излученіи вообще температуры вблизи земной поверхности должны убывать медленнѣе, чѣмъ въ болѣе высокихъ слояхъ, гдѣ онѣ ассимптотически приближаются къ нормальнымъ; въ частномъ случаѣ инверзіи онѣ растутъ съ высотою.*

Изъ сказаннаго выше, точно также какъ и изъ черт. 41, вытекаетъ, что въ спокойномъ воздухѣ, гдѣ нѣтъ конвекціонныхъ движеній, при періодической смѣнѣ преобладанія то инсоляціи, то излученія энергіи *амплитуды температурныхъ колебаній должны убывать снизу вверхъ и на нѣкоторой высотѣ сдѣлаться незамѣтными.*

Теперь остается посмотрѣть, насколько дѣйствительныя наблюденія оправдываютъ сказанное.

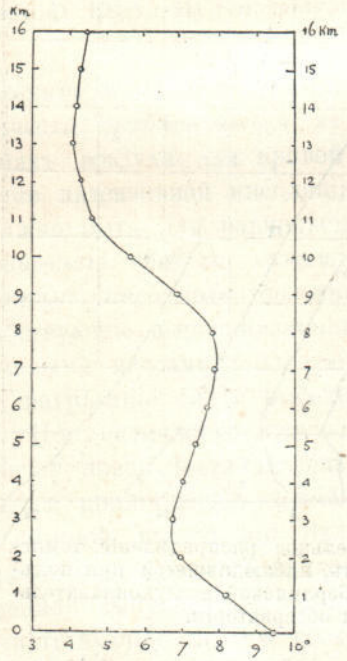
Наблюденія Берлинской воздухоплавательной обсерваторіи вполнѣ подтверждаютъ выше изложенныя теоретическія соображенія для вертикальнаго распредѣленія температуръ при суточной смѣнѣ притока и оттока энергіи. Черт. 42, на которомъ вычерчены кривыя отдѣльныхъ полетовъ воздухоплавателей, показываетъ, что въ дневные часы при наличности инсоляціи кривыя распредѣленія температуръ по вертикали (кривыя 72 и 69—70 на черт. 42) имѣютъ форму, близкую къ теоретической. Вечеромъ и ночью наоборотъ образуется, какъ результатъ ночного излученія, чрезвычайно типичная инверзія, соотвѣтствующая очень устойчивому равновѣсію массъ воздуха (кривыя 55, 54, 22 черт. 42). Насколько значительны могутъ быть эти инверзіи, можно судить по Берлинскимъ даннымъ, для исключительныхъ случаевъ дающимъ величину градіента внизу до $+ 10^0$. Надо конечно ожидать, что дальнѣйшія наблюденія въ странахъ со снѣжнымъ покровомъ на земной поверхности дадутъ еще болѣе грандіозныя цифры для такихъ инверзій (напр. въ восточной Сибири).



Черт. 42. Дѣйствительное распредѣленіе температуръ по высотамъ, наблюдавшееся при подъемахъ шаровъ на Берлинской воздухоплавательной обсерваторіи.

Нѣчто подобное тому, что наблюдается въ дневные и ночные часы для распредѣленія температуръ по вертикали, можно видѣть и въ теченіе года: это распредѣленіе температуръ въ отдѣльныя времена года будетъ существенно отличаться отъ приведеннаго выше (стр. 107) средняго. Слѣдующая табличка представляетъ это вертикальное распредѣленіе температуръ по временамъ года.

Высота надъ ур. моря въ км.	0	2	4	6	8	10	12	14	16
Температура:									
зима	— 0,5°	— 5,1	—15,5	—28,8	—43,1	—54,0	—58,4	—57,8	—57,7
весна.	5,6	— 3,4	—14,6	—28,3	—42,9	—52,2	—54,1	—55,1	—54,6
лѣто	15,7	6,1	— 4,6	—17,3	—31,4	—45,1	—50,6	—50,3	—49,7
осень. . . .	10.9	2,6	— 7,9	—20,4	—34,6	—47,1	—53,7	—54,5	—54,3
амплитуда (наиб.—напм.) .	17,6	14,9	14,4	16,7	17,1	12,5	10,2	10,2	12,1



Черт. 43. Измѣненіе амплитуды температурныхъ колебаній отъ земной поверхности до 16 км. высоты по Вегенеру; кривая даетъ вычисленныя по форм. Ламб.—Бесс. амплитуды, вдвое меньшія вычисляемыхъ обыкновенно по прямымъ наблюденіямъ.

И таблица, и черт. 43 показываютъ, что *температурныя колебанія дѣйствительно уменьшаются по мѣрѣ удаленія отъ земной поверхности*, но далеко не такъ правильно, какъ это слѣдовало изъ теоретическихъ соображеній. Въ годовомъ ходѣ амплитуда температурныхъ колебаній съ высоты около 13 км. начинаетъ даже снова возрастать. Если вычислить по тѣмъ же даннымъ величины вертикальнаго температурнаго градіента на различныхъ высотахъ для отдѣльныхъ временъ года, то оказывается, что и *величина вертикальнаго температурнаго градіента не остается постоянною въ зависимости отъ времени года.*

Наконецъ необходимо еще добавить, что слой рѣзкихъ измѣненій температуры, въ которомъ вертикальный температурный градіентъ значительно отступаетъ отъ обычныхъ, среднихъ величинъ, всегда имѣетъ незначительную толщину. Такъ напр. наблюденія на змѣяхъ на Блю-Хилльской обсерваторіи, на Эйфелевой башнѣ (въ Парижѣ) показали, что при инсоляціи большіе вертикальные температурные градіенты, соотвѣтствующіе неустойчивому равновѣсію воздушныхъ массъ, рѣдко идутъ выше 400 м. надъ поверхностью почвы. Сильные восходящіе потоки нагрѣтаго воздуха обыкновенно уже затихаютъ на высотахъ между 160—300 м. только въ очень жаркіе

дни достигаютъ большихъ высотъ. Точно также наблюденія надъ температурою въ ночные часы показываютъ, что слой рѣзкихъ измѣненій температуры и здѣсь очень тонокъ и большіе положительные градіенты тоже не идутъ выше нѣсколькихъ метровъ или рѣже нѣсколькихъ десятковъ метровъ надъ почвою. Такъ Юхлинъ въ Упсалѣ при наблюденіяхъ надъ снѣгомъ получилъ температуры:

высота надъ снѣгомъ въ см.	0	3	50	740
температура	—17°.7	—15°.7	—14°.1	—12°.2

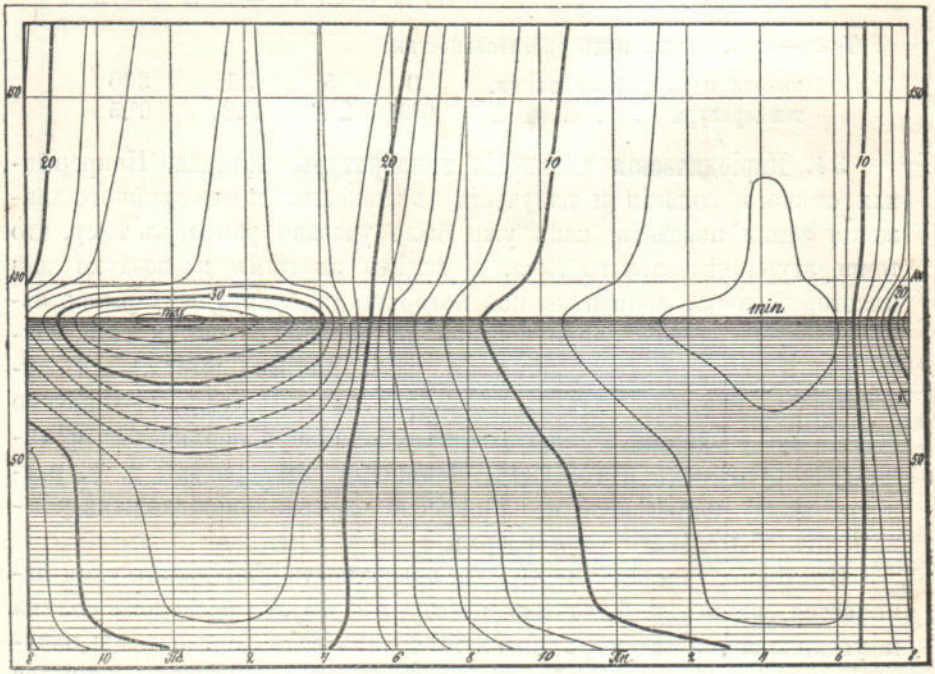
Тоже—въ Лѣсномъ надъ растительностью:

высота надъ травою въ см.	0	5	35	300
температура	0°.8	2°.4	4°.8	6°.5

34. **Періодическія измѣненія температуры воздуха.** Непрерывная смѣна инсоляціи и излученія въ зависимости отъ двойного движенія земли поведетъ, какъ уже было указано ранѣе, къ тому, что температура дѣятельнаго слоя, а вслѣдъ за нимъ и воздуха для нѣкоторой точки вблизи земной поверхности будетъ непрерывно измѣняться, колеблясь около средней въ теченіе сутокъ и года. Суточныя и годовыя колебанія или, какъ принято выражаться, суточный и годовой ходъ температуры должны быть неодинаково велики на различныхъ высотахъ надъ земною поверхностью и амплитуда суточныхъ и годовыхъ измѣненій температуры т. е. разность между наивысшею и наинизшею ея величиною должна убывать отъ дѣятельнаго слоя вверхъ.

Притокъ лучистой энергіи на поверхность дѣятельнаго слоя начинается, какъ уже было сказано (стр. 59, 60), съ восходомъ солнца и увеличивается по мѣрѣ поднятія солнца надъ горизонтомъ; излученіе, тоже увеличивающееся съ повышеніемъ температуры, остается однако меньше прихода. Температура слоевъ воздуха, соприкасающихся съ поверхностью дѣятельнаго слоя и отъ нея нагрѣвающихся, будетъ по этому повышаться также все болѣе и болѣе по мѣрѣ приближенія къ полудню. Въ полдень приходъ энергіи будетъ наибольшій; послѣ полудня, когда зенитное разстояніе солнца начнетъ снова увеличиваться, притокъ энергіи будетъ уменьшаться, оставаясь пока еще нѣкоторое время большимъ расхода. Температура дѣятельнаго слоя и слоевъ воздуха, близкихъ къ нему, опредѣляющаяся разностью между приходомъ и расходомъ, будетъ по этому расти и послѣ полудня. Она достигнетъ своего *максимума*, когда приходъ энергіи сдѣлается равнымъ расходу, *около 2-хъ часовъ пополудни*. Съ 2-хъ часовъ дня излученіе тепла земною поверхностью или расходъ энергіи начнетъ преобладать надъ приходомъ; слѣдовательно температура станетъ уменьшаться. Послѣ за-

ката солнца притокъ энергіи сдѣлается равнымъ нулю, а излученіе и расходъ энергіи все продолжаются, вслѣдствіе чего температура и дѣятельнаго слоя, и прилегающихъ къ нему слоевъ воздуха будетъ понижаться еще дальше; такое пониженіе продолжится до тѣхъ поръ, пока не начнется новый притокъ энергіи т. е. *до новаго восхода солнца, когда и наступитъ минимумъ температуры.*

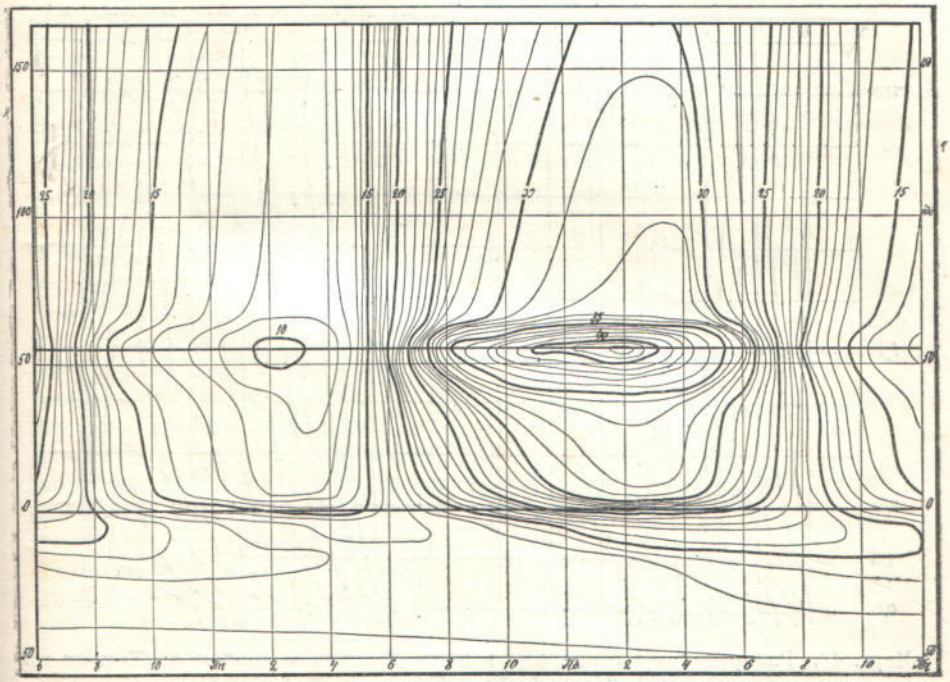


Черт 44. Распредѣленіе температуръ въ нижнихъ слояхъ воздуха надъ куртиною бѣлокопытника (Petasites); на высотѣ 90 см. поверхность листвы; по абсциссамъ—часы, по ординатамъ—высоты надъ почвою.

Какъ послѣдовательно происходитъ и распространяется передача тепла отъ дѣятельнаго слоя къ ближайшимъ къ нему массамъ воздуха, видно на черт. 44, представляющемъ результаты ежечасныхъ наблюденій [1]) надъ температурою воздуха вблизи, надъ и подъ густымъ войлокомъ бѣлокопытника (Petasites). Растеніе это было выбрано объектомъ наблюденія потому именно, что листва его давала почти сомкнутый, плотный войлокъ, совершенно затѣняющій почву. На черт. ясно видно, что здѣсь дѣятельнымъ слоемъ, получающимъ энергію въ утренніе и дневные часы, теряющимъ ее въ вечерніе

[1]) Наблюденія г. Рудовица въ Боровомъ лѣсничествѣ, Сам. губ.

и ночные, является дѣйствительно расположенная на высотѣ 90 см. надъ почвою листва растенія. Отсюда вверхъ и внизъ температуры падаютъ днемъ, увеличиваются ночью, такъ что около листвы днемъ— область наивысшихъ температуръ, ночью—наинизшихъ. На всякой другой высотѣ температура *только постепенно* повышается или понижается уже *вслѣдъ* за температурою поверхности листвы.

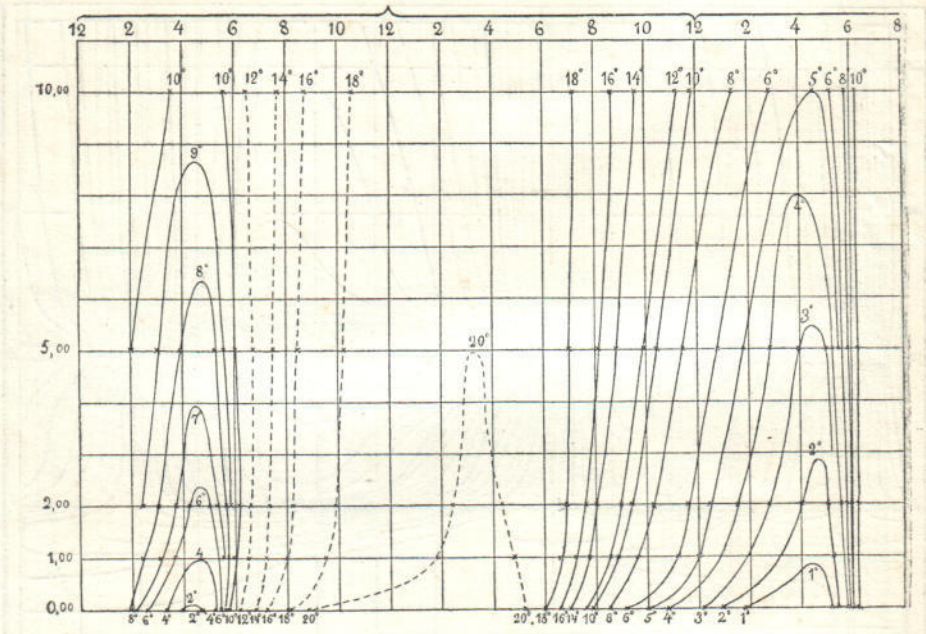


Черт. 45. Распредѣленіе температуръ въ нижнихъ слояхъ воздуха надъ куртиною сосны; на высотѣ 55 см. надъ почвою—поверхность хвои; внизъ отъ 0—температура почвы до 50 см. глубины.

Тоже самое, но въ еще болѣе рельефной формѣ даетъ черт. 45, представляющій распредѣленіе температуръ вблизи, надъ и подъ густымъ пологомъ маленькихъ сосенъ въ питомникѣ. Здѣсь наблюденія захватываютъ не только слой воздуха до высоты 1.5 м. надъ почвою, но простираются и въ почву до глубины 0.5 м. Сосновый войлокъ опять былъ выбранъ очень густой, плотно затѣняющій почву; чертежъ наглядно показываетъ, что и здѣсь дѣятельный слой на высотѣ 55 см. надъ почвою является областью наивысшихъ и наинизшихъ температуръ и что отсюда и въ воздухъ, и въ почву идетъ передача или отнятіе тепла: поверхность почвы здѣсь явно не нарушаетъ хода изотермъ въ воздухѣ,—не является по-

верхностью раздѣла, принимающей или теряющей энергію, а слѣдовательно и опредѣляющею температуру ближайшихъ къ ней слоевъ.

Какъ въ первомъ, такъ и во второмъ приведенныхъ примѣрахъ такою поверхностью т. е. дѣйствительнымъ дѣятельнымъ слоемъ является именно поверхность листвы, и отъ нея идетъ нагрѣваніе или охлажденіе и вверхъ, и внизъ.



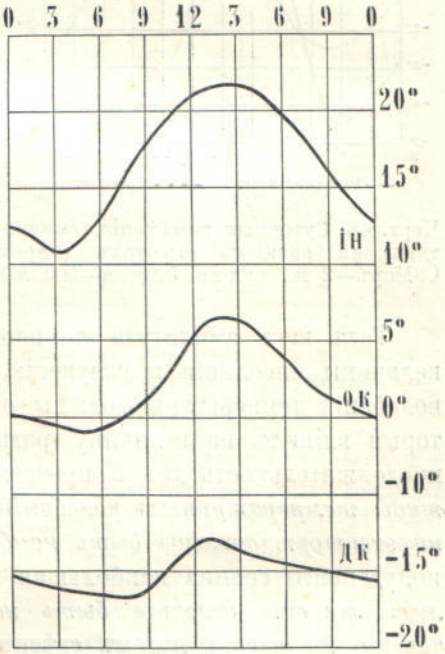
Черт. 46. Распредѣленіе температуръ надъ гранитною скалою по Хомену въ слоѣ отъ поверхности почвы до 10 м. высоты.

Наконецъ черт. 46, представляющій наблюденія Хомена надъ температурами воздуха до 10 м. надъ поверхностью почвы, показываетъ передачу тепловой энергіи въ болѣе высокіе слои воздуха; здѣсь дѣятельнымъ слоемъ является уже внѣшняя поверхность почвы и на ней при инсоляціи и излученіи образуются ясно выраженныя области высокихъ или низкихъ температуръ, отъ которыхъ уже повышеніе или пониженіе температуры и распространяются вверхъ.

Такимъ образомъ суточная кривая измѣненій температуры для дѣятельнаго слоя и воздуха представляетъ волну съ однимъ максимумомъ около 2-хъ часовъ пополудни и съ однимъ минимумомъ около времени восхода солнца. Такъ какъ время наступленія наивысшей температуры зависитъ отъ времени наступленія наибольшей радіаціи, а послѣдняя бываетъ наибольшею около полудня въ те-

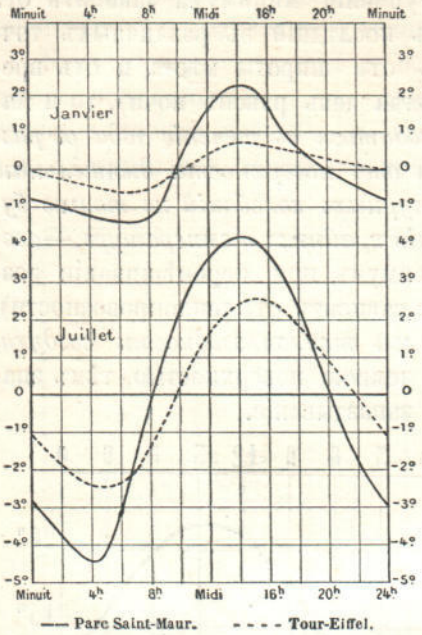
ченіе всего года, то и *время наступленія максимума всегда остается близко постояннымъ.* Время наступленія минимума зависитъ отъ времени восхода солнца; такъ какъ послѣдній въ различныхъ точкахъ земной поверхности зависитъ отъ широты мѣста и отъ времени года (только на экваторѣ всегда день равенъ ночи), то и *наступленіе минимума будетъ приходиться въ теченіе года въ различные часы дня.* При удаленіи *отъ поверхности дѣятельнаго слоя вверхъ амплитуды температурныхъ колебаній не только будутъ уменьшаться, но и наступленіе крайнихъ температуръ,—особенно минимума* (такъ какъ максимумъ при перемѣшиваніи воздуха восходящими потоками меньше зависитъ отъ теплопроводности), *будетъ запаздывать вслѣдствіе малой теплопроводности воздуха.* Чѣмъ больше высота пункта надъ земною поверхностью, тѣмъ значительнѣе, очевидно, должно быть запаздываніе.

Черт. 47 представляетъ суточный ходъ температуры въ Барнаулѣ въ различные мѣсяцы года; на немъ можно видѣть, что время наступленія максимальныхъ суточныхъ температуръ въ теченіе всего года неизмѣнно падаетъ на 2 часа дня; напротивъ моментъ наступленія минимальныхъ суточныхъ температуръ мѣняется: въ Декабрѣ, когда солнце восходитъ очень поздно, и минимумъ температуры приходится на 8 ч. утра; въ Іюнѣ, наоборотъ, соотвѣтственно раннему восходу солнца, онъ падаетъ на 3½ ч. утра.

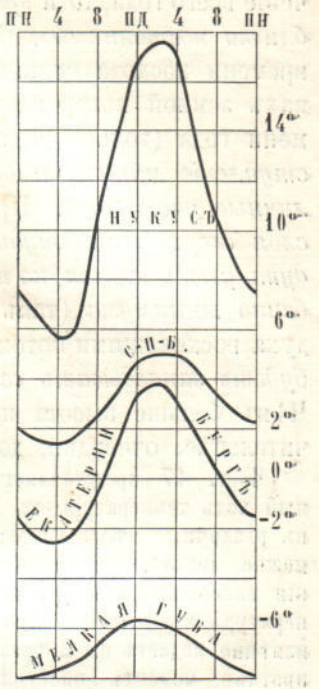


Черт. 47. Суточныя измѣненія температуры въ различные мѣсяцы.

На черт. 48 представлены амплитуды суточныхъ колебаній, по Анго, на различныхъ высотахъ надъ земною поверхностью: сплошными кривыми прочерчены для Января и Іюля температуры въ Обсерваторіи парка С. Моръ (Парижъ) вблизи поверхности почвы (на высотѣ около 2 м.); пунктирныя кривыя даютъ тѣже колебанія на башнѣ Эйфеля,—на высотѣ около 300 м. надъ поверхностью почвы. Амплитуды суточныхъ колебаній на высотѣ 300 м. почти вдвое меньше, чѣмъ около поверхности почвы. На рисункѣ, кромѣ того, ясно видно, что наступленіе максимальныхъ и минимальныхъ температуръ на башнѣ Эйфеля происходитъ позже, чѣмъ въ паркѣ С.-Моръ; для осени, зимы и весны минимумъ на высотѣ 300 м. запаздываетъ почти на 1 часъ сравнительно съ нижнею станціею, максимумъ—отъ ½ часа до 1 часа.



Черт. 48. Суточныя измѣненія температуры на разныхъ высотахъ (паркъ С.-Моръ—2 м., башня Эйфеля—300 м.).



Черт. 49. Зависимость суточныхъ колебаній температуры отъ широты мѣста.

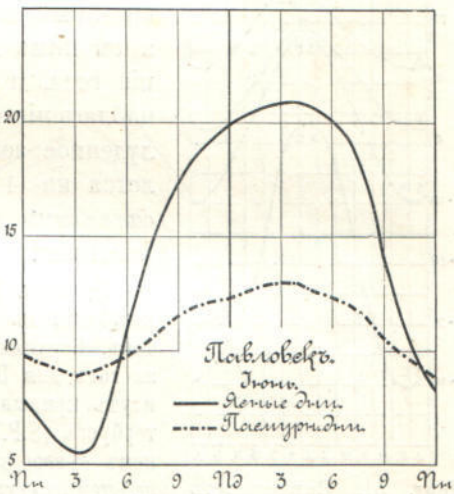
Такъ какъ амплитуда температурныхъ колебаній зависитъ отъ величины инсоляціи и излученія, то на величину ея для суточныхъ колебаній температуры должны оказывать вліяніе тѣже условія, которыя вліяютъ на величину радіаціи: высота полуденнаго солнца, продолжительность дня и прозрачность воздуха. *Суточныя амплитуды температурныхъ колебаній на земной поверхности по этому на экваторѣ должны быть наибольшими*, такъ какъ тамъ высота полуденнаго солнца наибольшая и день всегда равенъ ночи; *на полюсѣ же онѣ должны быть наименьшими*, потому что тамъ въ теченіе 24 часовъ лѣтомъ свѣтитъ солнце, и высота его надъ горизонтомъ остается постоянною; зимою,—наоборотъ, въ теченіе 24 часовъ въ сутки солнце не восходитъ совсѣмъ надъ горизонтомъ; слѣдовательно инсоляція здѣсь не мѣняется въ теченіе сутокъ.

На черт. 49 представлены суточныя колебанія температуры въ различныхъ точкахъ земной поверхности въ среднемъ за годъ; здѣсь ясно видно, что для странъ полярныхъ эти колебанія дѣйствительно очень невелики (напр. Мелкая Губа), тогда какъ для странъ, болѣе близкихъ къ экватору (напр. Нукусъ), они уже значительно больше.

Величина суточныхъ колебаній температуры для даннаго мѣста будетъ, очевидно, наибольшею тогда, когда разность высотъ солнца надъ горизонтомъ въ теченіе сутокъ будетъ наибольшая, т. е. когда высота полуденнаго солнца наибольшая, въ среднихъ широтахъ лѣтомъ,—наименьшая—зимою.

Черт. 47 ясно представляетъ, какъ мѣняется величина суточныхъ колебаній температуры для Барнаула въ теченіе года; лѣтомъ (Іюнь) амплитуда температурныхъ колебаній за сутки достигаетъ 11°; зимою (Декабрь) она падаетъ до 3°—4°.

Всѣ условія, ослабляющія инсоляцію, отзовутся, конечно и на величинѣ суточныхъ колебаній температуры воздуха. Поэтому на величину суточныхъ колебаній температуры сильное вліяніе окажетъ облачность: облака, поглощая лучистую энергію, посылаемую солнцемъ, защищаютъ земную поверхность отъ сильнаго нагрѣванія днемъ, охлажденія—ночью. *Чѣмъ больше при прочихъ равныхъ условіяхъ облачность, тѣмъ меньше должна быть амплитуда суточныхъ колебаній температуры.*

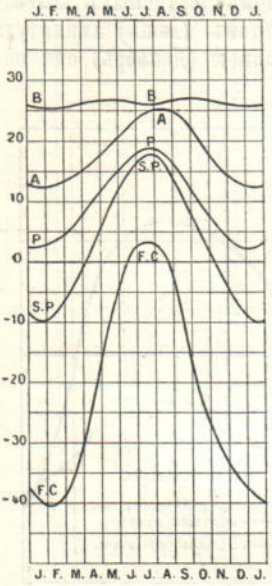


Черт. 50. Зависимость суточныхъ температурныхъ колебаній отъ облачности (по Годману).

Чертежъ 50 даетъ для іюня суточный ходъ температуры въ Павловскѣ (близь Петербурга) въ ясные и пасмурные дни; на немъ ясно видно, что амплитуда температурныхъ колебаній за сутки въ ясный, безоблачный іюньскій день достигаетъ $15^1/_2{}^0$, тогда какъ въ пасмурный она не болѣе 4°; тоже наблюдается и въ декабрѣ: соотвѣтственныя амплитуды—$3^1/_2{}^0$ и $1^1/_2{}^0$. По изслѣдованіямъ Анго амплитуду температурныхъ колебаній можно считать прямо пропорціональною облачности.

Годовой ходъ измѣненій температуры подобенъ суточному. Въ немъ *наибольшія и наименьшія температуры для даннаго пункта тоже не совпадаютъ съ наибольшей и наименьшей радіаціей*: такъ максимумъ температуры въ среднихъ широтахъ бываетъ въ іюлѣ, а минимумъ въ январѣ. Этотъ фактъ находитъ себѣ полное объясненіе въ тѣхъ обстоятельствахъ, которыя въ суточномъ ходѣ температуры заставляютъ моменты наступленія наивысшихъ и наинизшихъ температуръ запаздывать сравнительно съ моментомъ наибольшей и наименьшей инсоляціи.

Амплитуда годовыхъ колебаній т. е. разность между наивысшею и наинизшею среднею суточною температурою [1]) тоже измѣняется съ широтой, но обратно суточному ходу; она *на экваторѣ наименьшая, а на полюсѣ наибольшая.* Это совершенно понятно, если вспомнить, что на экваторѣ день всегда равенъ ночи, а полуденное зенитное разстояніе солнца въ теченіе года не увеличивается болѣе $23^1/_2{}^0$ (въ солнцестоянія); слѣдовательно отъ сутокъ къ суткамъ измѣненія инсоляціи не велики. Въ среднихъ широтахъ продолжительность дня, а съ нимъ и инсоляціи, мѣняется въ теченіе года, и тѣмъ больше, чѣмъ дальше мѣсто наблюденія отъ экватора; точно также и полуденное зенитное разстояніе солнца колеблется на 47^0 *въ теченіе года*; *на полюсахъ день и ночь уже продолжаются* 6 *мѣсяцевъ.*



Черт. 51. Зависимость годовыхъ колебаній температуры отъ широты.

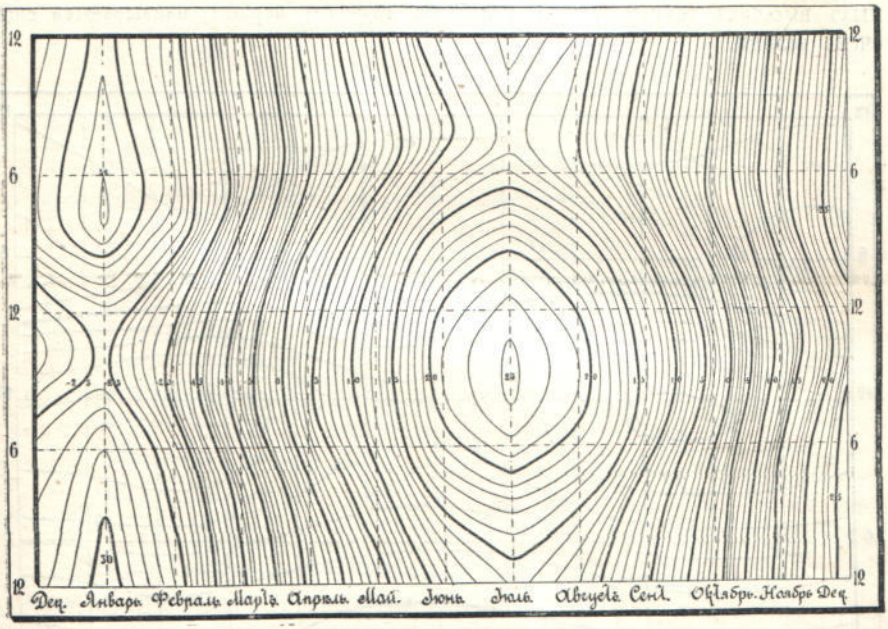
На черт. 51 нанесены кривыя температурныхъ колебаній въ теченіе года для нѣсколькихъ пунктовъ. Верхняя кривая даетъ измѣненія температуры за годъ для Батавіи (обозначена буквою В); затѣмъ идутъ кривыя для Алжира (А), Парижа (Р,), С.-Петербурга (S.P.) и форта Конджеръ (F. C.—на крайнемъ сѣверо-западѣ Гренландіи). Въ Батавіи (7^0 ю. ш.) температура мѣняется въ теченіе года всего на 2^0, тогда какъ въ фортѣ Конджеръ ея годовыя колебанія достигаютъ 43^0.

Чрезвычайно нагляднымъ пріемомъ для изображенія суточныхъ и годовыхъ колебаній температуры въ какомъ-либо пунктѣ земной поверхности являются системы *изоплетъ* (стр. 22, 71). Для построенія этихъ изолиній вычисляютъ изъ многолѣтнихъ ежечасныхъ наблюденій данной станціи среднюю температуру для каждаго часа дня за каждый мѣсяцъ, наносятъ полученныя цифры на графленую бумагу, откладывая часы дня по ординатамъ, мѣсяцы по абсциссамъ, и одинаковыя температуры соединяютъ непрерывными линіями. Черт. 52 представляетъ такія изоплеты для Нерчинскаго завода (вост. Сибирь, 51^0 с. ш.), гдѣ и суточныя, и годовыя колебанія температуры очень велики Совершенно обратное показываютъ изоплеты Батавіи (7^0 ю. ш., черт. 53); здѣсь годовая амплитуда—всего 2^0, а суточная достигаетъ 7^0,—т. е. для экваторіальной станціи получаемъ большую суточную амплитуду и малую годовую.

---

[1]) Такъ какъ среднія температуры для каждыхъ сутокъ за много лѣтъ наблюденій существуютъ и вычислены для очень немногихъ станцій, то довольствуются *разностью между наивысшей средней мѣсячной температурой и наинизшей.* Этимъ способомъ опредѣленная амплитуда годовыхъ колебаній можетъ однако сильно отличаться отъ вычисленной по среднимъ температурамъ сутокъ.

Все, до сихъ поръ сказанное о періодическихъ колебаніяхъ температуры, относилось къ слоямъ воздуха, близкимъ къ земной поверхности,—можно сказать,—почти непосредственно прилегающимъ къ дѣятельному, принимающему лучистую энергію слою. Понятіе о томъ, какъ далеко проникаютъ эти періодическія измѣненія температуры въ болѣе высокіе слои атмосферы, даютъ наблюденія на шарахъ-зондахъ и отчасти на змѣяхъ.



Черт. 52. Термоизоплеты для Нерчинскаго завода.

Изъ наблюденій этихъ вытекаетъ, что температурныя колебанія суточнаго и годового періода,—особенно послѣднія,—достигаютъ значительныхъ высотъ.

Наблюденія, произведенныя въ Траппѣ (около Парижа), дали основаніе Тейссеранъ де Бору въ слѣдующей таблицѣ опредѣлить амплитуду суточныхъ температурныхъ колебаній (въ среднемъ болѣе, чѣмъ изъ 200 подъемовъ):

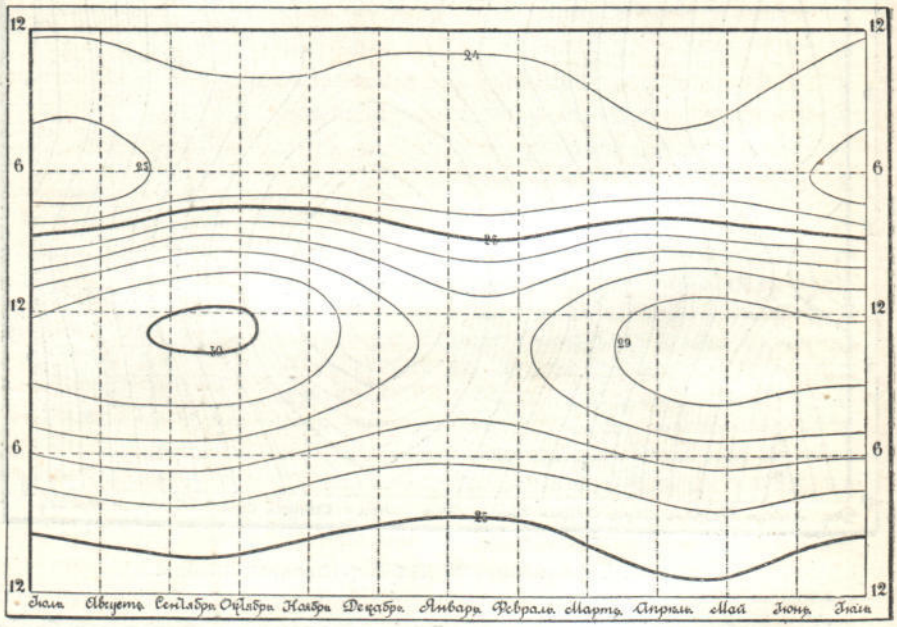
высота н. у. м. въ метр.	0	50	100	500	1.000
амплитуда сут. кол. .	11°.6	9.°9	9.°3	2.°4	0·°17

Слѣдовательно, на высотѣ болѣе 1 км. надъ земною поверхностью онѣ еще достигаютъ болѣе, чѣмъ 0.01 той величины амплитуды, которая наблюдается у земной поверхности.

Что касается до годовыхъ колебаній температуры, то уже по таблицѣ цифръ (стр. 112), выведенныхъ изъ наблюденій на шарахъ-зондахъ и змѣяхъ

видно, что на высотахъ болѣе 10 км. н. у м. амплитуда годовыхъ колебаній температуры—не менѣе 10°.

Изъ наблюденій ясно, такимъ образомъ, что амплитуды періодическихъ колебаній температуры убываютъ вверхъ,—въ толщу атмосферы,—медленнѣе, чѣмъ можно было полагать на основаніи теоретическихъ соображеній. Причина этого, однако, совершенно понятна: при теоретическихъ разсужденіяхъ не принимались во вниманіе восходящіе и нисходящіе потоки,—вообще конвекціонныя движенія атмосферы. Въ дѣйствительности эти потоки настолько удовлетворительно перемѣшиваютъ различные слои воздуха, что даже на значительныхъ высотахъ температурныя колебанія годового періода оказываются еще очень велики.

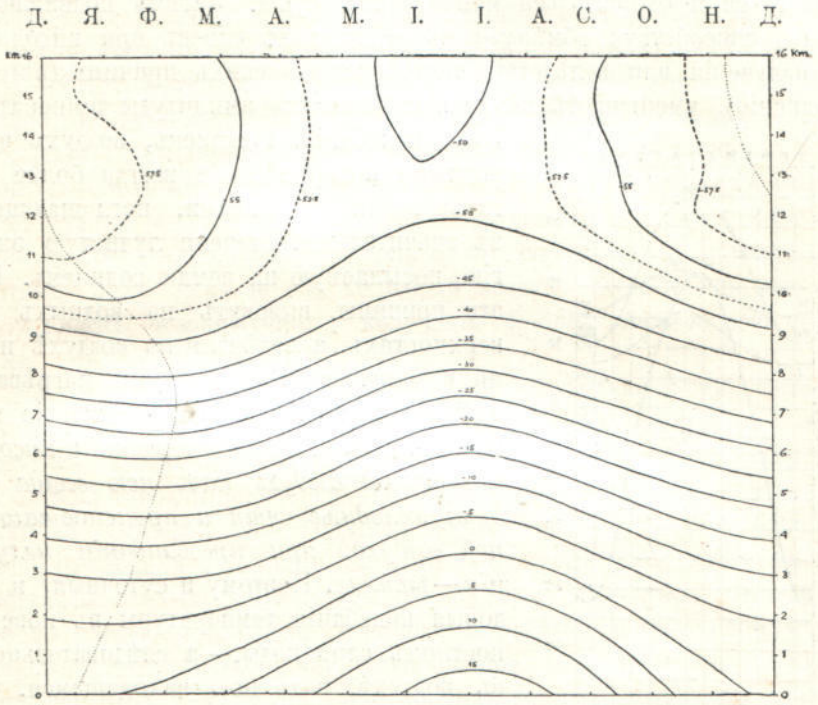


Черт. 53. Термоизоплеты для Батавіи.

Черт. 54 даетъ для иллюстраціи выше сказаннаго изоплеты температуръ воздуха до высоты 16 км. на основаніи наблюденій на шарахъ-зондахъ для средней Европы.

Наблюденія на шарахъ-зондахъ обнаружили, впрочемъ, не только значительныя періодическія колебанія температуры на большихъ высотахъ надъ поверхностью земли. Они опредѣленно совершенно показали, что *непеpіодическія* колебанія температуры также не ограничиваются однимъ только нижнимъ слоемъ атмосферы: въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы непеpіодическія колебанія температуры значительно сильнѣе колебаній періодическихъ во-первыхъ; а во-вторыхъ всѣ непеpіодическія колебанія температуры въ нижнихъ слояхъ отражаются въ очень сильной степени и на болѣе высокихъ слояхъ атмосферы.

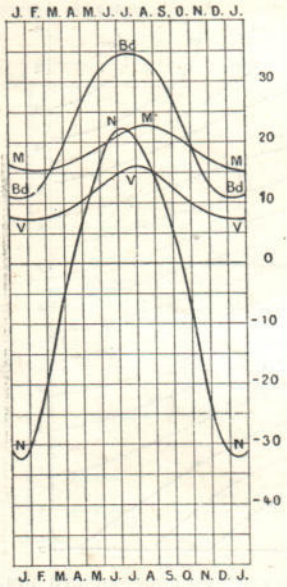
Наконецъ, чтобы кончить съ вопросомъ о періодическихъ колебаніяхъ температуры, остается замѣтить, что явленіе это, отличаясь чрезвычайно правильнымъ ходомъ измѣненій, легко можетъ быть выражено аналитически формулою Ламберта-Бесселя (стр. 23—24) въ видѣ волны съ суточнымъ и полусуточнымъ періодомъ.



Черт. 54. Изоплеты годового хода температуры воздуха отъ поверхности земли до высоты 16 км. по Вегенеру.

35. **Вліяніе мѣстныхъ условій на періодическія колебанія температуры воздуха.** На періодическія колебанія температуры воздуха въ нижнихъ слояхъ атмосферы, будутъ-ли то колебанія суточнаго или годового періода, не могутъ оставаться безъ вліянія различныя мѣстныя условія. Условіями, измѣняющими или, правильнѣе, возмущающими извѣстнымъ образомъ эти колебанія температуры, являются различныя физическія свойства суши и водъ или топографическія особенности,—особенности рельефа пунктовъ наблюденія. Эти факторы, измѣняя извѣстнымъ образомъ свойства дѣятельнаго слоя, этимъ самымъ опредѣляютъ уже и періодическій обмѣнъ энергіи въ прилегающихъ къ этому слою массахъ воздуха. Совершенно особнякомъ отъ этихъ мѣстныхъ условій стоитъ такой факторъ, какъ растительный покровъ, одѣвающій дневную поверхность суши.

Главнѣйшимъ изъ мѣстныхъ условій будетъ близость или отдаленность отъ пункта наблюденія большихъ водныхъ поверхностей. Въ силу того, что вода отличается наибольшею теплоемкостью среди другихъ тѣлъ, она должна, какъ уже было указано (стр. 82), нагрѣваться и охлаждаться менѣе, чѣмъ суша. Затѣмъ подвижность воды, способствуя обмѣну водъ различныхъ слоевъ при инсоляціи и излученіи или вслѣдствіе чисто механическихъ причинъ (вѣтеръ, волненіе), уменьшаетъ въ водныхъ массахъ амплитуды температурныхъ колебаній. Наконецъ, воздухъ надъ водными поверхностями всегда болѣе богатъ водяными парами, поглощающими въ значительной степени лучистую энергію, посылаемую на землю солнцемъ. Всѣ эти причины вызовутъ на водныхъ поверхностяхъ, а затѣмъ и въ воздухѣ надъ ними меньшее, чѣмъ на сушѣ, нагрѣваніе при инсоляціи и меньшее охлажденіе при излученіи, т. е. *при преобладаніи инсоляціи вода и воздухъ надъ нею всегда будутъ холоднѣе суши и прилегающаго къ ней воздуха, при преобладаніи излученія—теплѣе.* Поэтому и суточныя, и годовыя колебанія температуры въ поверхностномъ слоѣ воды,—а слѣдовательно и въ воздухѣ, надъ нею находящемся, будутъ меньше, чѣмъ на сушѣ Такъ какъ почти $^5/_7$ земного шара покрыты водою, притомъ весьма неравномѣрно распредѣленною по земной поверхности, то само собой понятно, что въ зависимости отъ преобладанія воды или суши періодическія измѣненія въ круговоротѣ тепловой энергіи должны оказаться весьма неоднородными въ различныхъ точкахъ земной поверхности.



Черт. 55. Зависимость годовыхъ колебаній температуры отъ близости къ водѣ или отъ материковаго положенія.

На черт. 55 нанесенъ для различныхъ пунктовъ земного шара рядъ кривыхъ, иллюстрирующихъ вліяніе водъ и материковъ (по Анго) на годовой ходъ температуры. Для чертежа выбраны попарно двѣ группы станцій: Багдадъ (въ юго-западной Азіи,—кривая Bd.). и Фунчалъ (на о. Мадейрѣ,—кривая M.). — обѣ приблизительно на одной широтѣ меньше 45°, затѣмъ Валенсія (на о. Ирландіи,—кривая V.) и Нерчинскій заводъ (въ вост. Сибири,—кривая N.) въ широтѣ больше 45°. Багдадъ и Нерчинскъ, расположенные вдали отъ водныхъ поверхностей, на материкѣ Азіи, имѣютъ несравненно большія годовыя температурныя колебанія, нежели Фунчалъ и Валенсія, расположенныя на неболь-

шихъ сравнительно островахъ, окруженныхъ огромными водными пространствами.

На величину суточныхъ колебаній температуры имѣютъ не маловажное вліяніе затѣмъ и условія мѣстнаго рельефа. Если представить себѣ котловину окруженную со всѣхъ сторонъ горами, то въ ней и надъ ней днемъ воздухъ, вслѣдствіе конвекціонныхъ токовъ, имѣетъ возможность перемѣшиваться; ночью, когда, при излученіи, воздухъ надъ окружающими скатами сильно охладится, то вслѣдствіе своей большей плотности онъ будетъ скатываться въ котловину; холодный воздухъ, наиболѣе плотный, скопляясь въ котловинѣ, будетъ здѣсь еще болѣе охлаждаться излученіемъ; поэтому *здѣсь суточныя колебанія будутъ болѣе сильныя*. На холмахъ напротивъ, такъ какъ ночью холодный воздухъ будетъ скатываться по склонамъ, температурныя колебанія *будутъ значительно сглажены*.

Еще болѣе вліянія на періодическій обмѣнъ тепловой энергіи для даннаго пункта оказываетъ положеніе этого пункта въ гористыхъ мѣстностяхъ. Въ самомъ дѣлѣ положеніе пункта наблюденія на отдѣльно возвышающейся горѣ или нагорьѣ приведетъ въ сущности къ слѣдующему. Толщина атмосферы,—а слѣдовательно и длина проходимаго лучами въ этой атмосферѣ слоя здѣсь уменьшается на высоту наблюдательнаго пункта; при этомъ выпадаетъ именно наиболѣе плотный, влажный и богатый пылью слой атмосферы, гдѣ поглощеніе лучей—наибольшее. Поэтому ясно, что инсоляція на горѣ или нагорьѣ при прочихъ равныхъ условіяхъ должна быть интензивнѣе, чѣмъ у подножія горы; но параллелью съ этимъ,—и при томъ въ значительно большей степени,—возрастетъ и потеря тепла излученіемъ. Отсюда—вообще *на горахъ и нагорьяхъ, болѣе низкія, чѣмъ на соотвѣтствующихъ высотахъ въ свободной атмосферѣ температуры*.

Далѣе,—такъ какъ движенія атмосферы (вѣтеръ) съ высотою усиливаются, то вслѣдствіе этого на отдѣльно стоящихъ горахъ воздухъ, постоянно съ значительною скоростью обмѣниваемый вѣтромъ надъ дѣятельнымъ слоемъ, не имѣетъ возможности достаточно нагрѣться или охладиться. Поэтому *амплитуда температурныхъ колебаній на отдѣльно стоящихъ горахъ сравнительно меньше, чѣмъ на тѣхъ же высотахъ въ замкнутой горами долинѣ или на нагорьѣ*, гдѣ отсутствуетъ или совершается съ несравненно меньшими скоростями обмѣнъ воздуха надъ дѣятельнымъ слоемъ. Въ окруженной горами долинѣ и въ еще большей степени на нагорьѣ или горной возвышенности въ силу указанныхъ выше причинъ *при болѣе*

низкой, чѣмъ на соотвѣтствующихъ высотахъ въ свободной атмосферѣ средней годовой температурѣ амплитуда суточныхъ и годовыхъ температурныхъ колебаній всегда значительнѣе, чѣмъ на отдѣльно стоящей горѣ или въ свободной атмосферѣ.

Сказанное находитъ себѣ полное подтвержденіе въ наблюденіяхъ горныхъ станцій.

Слѣдующая табличка даетъ примѣръ для трехъ пунктовъ, лежащихъ почти на одной высотѣ, но различныхъ по топографическимъ условіямъ; изъ нихъ Риги (Швейцарія)—отдѣльная гора, Зилльсъ-Марія—нагорье (Энгадинъ,—вост. Швейцарія), Денверъ-Сити (нагорье въ Скалистыхъ горахъ С. Америки).

	Мѣсто наблюденій:		
	Зилльсъ-М.	Риги.	Денверъ-С.
высота н. у. м. въ м.	1810	1784	1600
Январь.	—8.°1	—4.°6	—3.°5
Іюль	11.°2	9°.9	22.°1
амплитуда. . . .	19.°3	14.°5	25.°6

Наблюденія на шарахъ зондахъ и змѣяхъ показали, какъ уже было сказано (стр. 112), что распредѣленіе температуръ по вертикали,—а слѣдовательно и вертикальный температурный градіентъ въ атмосферѣ мѣняются въ зависимости отъ времени года или сутокъ. Регулярныя наблюденія на горныхъ станціяхъ, Эйфелевой башнѣ и т. п., какъ и должно было ожидать, обнаружили уже совершенно правильныя періодическія измѣненія суточнаго и годового періода для величины вертикальнаго температурнаго градіента. Всѣ эти данныя согласно показываютъ, что наибольшая величина этого градіента въ теченіе сутокъ падаетъ, какъ и максимумъ температуры, какъ и должно было ожидать, на околополуденные или послѣполуденные часы, наименьшая на утренніе; наибольшая и наименьшая величины наступаютъ тѣмъ позднѣе, чѣмъ дальше наблюдаемый слой отъ уровня моря, т. е. чѣмъ выше отъ земли пунктъ наблюденія.

Такъ напр. при наблюденіяхъ на Зоннбликѣ (Швейцарія) между 1600 и 3106 м. въ среднемъ годовомъ для суточныхъ колебаній вертикальнаго температурнаго градіента получились величины:

часы:	Пн.	4	8	Пд.	4	8	Ср.
градіентъ:	0.56	0.54	0.65	0.79	0.68	0.58	0.63

Слѣдовательно въ дѣйствительности и здѣсь видно подтвержденіе того, что суточныя колебанія температуры должны быть тѣмъ меньше, чѣмъ выше пунктъ наблюденія.

Точно также въ годовыхъ измѣненіяхъ вертикальнаго температурнаго градіента наибольшая величина падаетъ на мѣсяцы Май—Іюль, наименьшая—на Декабрь—Февраль. Такъ напр. для годовыхъ колебаній этого градіента на томъ же Зоннбликѣ получились величины:

Я.	Ф.	М.	А.	М	І.	І.	А.	С.	О.	Н.	Д.	Годъ.
(въ сотыхъ доляхъ градуса)												
55	60	63	69	74	75	73	72	67	60	57	55	65

И эти цифры для годового хода вертикальнаго градіента ясно говорятъ объ уменьшеніи амплитудъ годовыхъ колебаній температуры съ возрастаніемъ высоты.

На отдѣльныхъ горахъ, гдѣ обмѣнъ воздуха сильнѣе, и температурный вертикальный градіентъ больше, чѣмъ въ долинахъ или даже въ свободной атмосферѣ. При вѣтреной погодѣ онъ также больше, чѣмъ при тихой, при ясной меньше, чѣмъ при пасмурной. Различіе это особенно рѣзко зимою, когда при интензивномъ излученіи съ поверхности почвы преобладающее значеніе получаютъ инверзіи температуры.

Всѣ эти факты стоятъ въ полномъ согласіи съ тѣмъ, что уже было сказано о періодическихъ измѣненіяхъ температуры въ горахъ и нагорьяхъ.

Если сопоставить теперь все, сказанное выше, то, основываясь на суточныхъ и годовыхъ колебаніяхъ температуры, каковыя являются однимъ изъ главнѣйшихъ климатическихъ факторовъ, опредѣляющихъ характеръ измѣненій погоды, можно подраздѣлить различные районы земной поверхности въ *климатическомъ отношеніи* слѣдующимъ образомъ. Можно назвать климатъ:

1) *полярнымъ*—при малыхъ суточныхъ амплитудахъ температуры и большихъ годовыхъ (таковы въ вышеприведенныхъ примѣрахъ фортъ Конджеръ, Мелкая Губа);

2) *экваторіальнымъ* или *тропическимъ*—при большихъ сравнительно суточныхъ амплитудахъ и малыхъ годовыхъ (Батавія);

3) *климатъ среднихъ широтъ* будетъ имѣть какъ суточныя, такъ и годовыя колебанія температуры то большими, то малыми,—въ зависимости отъ мѣстныхъ условій (С.-Петербургъ, Парижъ, Алжиръ, Екатеринбургъ, Нерчинскій заводъ).

Сообразно мѣстнымъ условіямъ можно считать климатъ:

континентальнымъ, если суточныя и годовыя колебанія температуры очень велики (Багдадъ, Нерчинскъ, Нукусъ);

морскимъ, если и тѣ, и другія колебанія невелики (Мадейра, Валенсія);

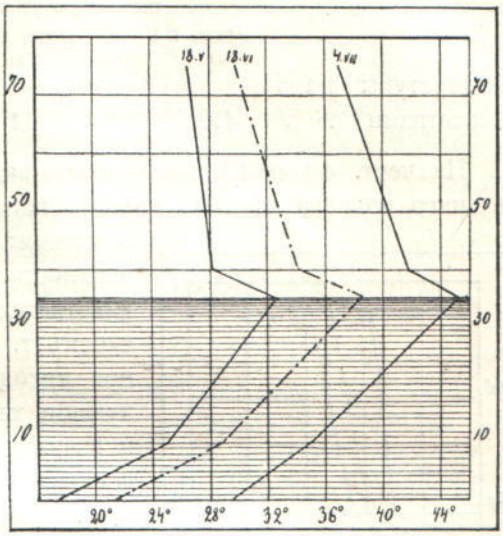
климатъ горъ и нагорій отличается отъ предыдущихъ двухъ тѣмъ, что при сравнительно низкихъ среднихъ температурахъ амплитуды температурныхъ колебаній сравнительно велики на нагорьяхъ и относительно меньше на отдѣльныхъ горахъ, чѣмъ на тѣхъ же высотахъ въ свободной атмосферѣ.

36. **Вліяніе растительнаго покрова на температуру нижнихъ слоевъ воздуха.** Во время инсоляціи при отсутствіи растительнаго покрова солнечная энергія поглощается поверхностью почвы, которая такимъ образомъ оказывается дѣятельнымъ слоемъ; здѣсь и будетъ наивысшая температура; температура же воздуха вверхъ отъ этого дѣятельнаго слоя будетъ убывать по вертикали; при излученіи явленіе будетъ обратное. Но условія распредѣленія темпера-

туры по вертикали въ нижнихъ слояхъ воздуха могутъ совершенно измѣниться, если земная поверхность одѣта растительнымъ покровомъ. При наличности достаточно густого растительнаго покрова лучистая энергія уже не достигнетъ до почвы, а поглотится и будетъ трансформироваться въ тепловую встрѣчаемою преградою, — листовою поверхностью, одѣвающею поверхность почвы плотнымъ, болѣе или менѣе непроницаемымъ для лучистой энергіи слоемъ; слѣдовательно въ этомъ случаѣ здѣсь, — *на поверхности листвы*, — температура должна быть наивысшею и постепенно убывать вверхъ по вертикали. Температура этого *дѣятельнаго растительнаго* слоя будетъ, при прочихъ равныхъ условіяхъ, ниже температуры поверхности непокрытой почвы, потому что: 1) дѣятельная поверхность покрова, состоящая изъ множества складчатыхъ, покрытыхъ волосками листьевъ, гораздо больше, чѣмъ поверхность непокрытой почвы; поэтому одно и то же количество лучистой энергіи должно распредѣлиться на большей поверхности при наличности растительнаго покрова, чѣмъ при его отсутствіи, а слѣдовательно и температура перваго должна быть ниже; 2) растительный покровъ отражаетъ больше лучистой энергіи, чѣмъ поверхность почвы; 3) лучистая энергія тратится растительнымъ покровомъ на физіологическіе процессы и особенно испареніе; наконецъ 4) и теплоемкость листа, содержащаго большія количества воды, будетъ велика сравнительно съ теплоемкостью почвы. Температура на поверхности растительнаго покрова такимъ образомъ будетъ меньше, чѣмъ на поверхности непокрытой почвы при наличности инсоляціи; *кривая измѣненія температуры по вертикали будетъ поэтому медленнѣе падать вверхъ, чѣмъ при отсутствіи покрова*. Слой воздуха, находящійся подъ поверхностью листвы, будетъ получать тепло только отъ лежащаго надъ нимъ дѣятельнаго растительнаго слоя путемъ излученія и теплопроводности. Такъ какъ наиболѣе нагрѣтые слои при этомъ будутъ на нѣкоторой высотѣ, то книзу равновѣсіе будетъ устойчивое; возможность перемѣшиванія слоевъ конвекціонными токами поэтому исключается. Вслѣдствіе этихъ причинъ нагрѣваніе слоя воздуха, лежащаго между поверхностью растительнаго покрова и поверхностью почвы, будетъ невелико, и температура будетъ отъ поверхности листвы къ поверхности почвы падать. *При инсоляціи поэтому наивысшая температура будетъ на поверхности листвы, а отсюда вверхъ и внизъ по вертикали будетъ убывать* (черт. 56).

При излученіи явленіе будетъ обратное: такъ какъ излучающею поверхностью опять будетъ поверхность листвы, то, слѣдова-

тельно, здѣсь теперь должна быть и температура наинизшая. Поверхность почвы будетъ защищена отъ излученія; нѣкоторое пониженіе температуры воздуха подъ листвою вызовется только охлажденіемъ вслѣдствіе теплопроводности и перемѣшиваніемъ воздушныхъ слоевъ вслѣдствіе неустойчиваго равновѣсія (болѣе холодный воздухъ теперь въ этомъ слоѣ будетъ надъ листовою поверхностью); но пониженіе это будетъ значительно меньше пониженія температуры вслѣдствіе излученія на поверхности листвы. Слѣдовательно *при излученіи наинизшая температура должна быть на поверхности листвы и въ обѣ стороны по вертикали отсюда будетъ увеличиваться*: кривая получится перевернутою въ обратную сторону, чѣмъ при инсоляціи, но съ переломомъ на поверхности листвы (черт. 57). Амплитуды суточныхъ температурныхъ колебаній будутъ наибольшими у поверхности растительности, а отсюда и вверхъ, и внизъ онѣ должны быстро убывать.



Черт. 56. Измѣненіе температуры съ высотою въ дневные часы надъ куртиною сосенокъ (вершины—на выс. 35 см.; по набл. въ Боровомъ лѣснич., Самарск. губ.).

Наблюденія подтверждаютъ эти разсужденія; обѣ кривыя на черт. 56 и 57 взяты изъ непосредственныхъ наблюденій; слѣдующія таблички могутъ, кромѣ того, служить примѣромъ сказаннаго. Наблюденія были сдѣланы надъ очень густымъ покровомъ изъ обыкновенныхъ манжетокъ (Alchemilla vulg.). Въ дневные часы распредѣленіе температуры было:

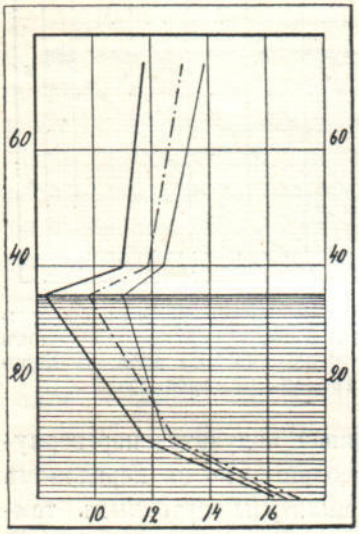
	высоты надъ поверхностью почвы въ см.						
	(пов. п.) 0	10	(пов. раст.). 25	30	50	120	320
температуры надъ манжетками . .	25.8	27.1	32.8	27.2	26.7	26.6	25.2

Надъ манжетками максимумъ температуры—явно на поверхности растительности (высота 25 см.), а поверхность почвы на $7^0.0$

холоднѣе поверхности растительности. Въ вечерніе и ночные часы при тѣхъ же совершенно условіяхъ было:

	высоты надъ поверхностью почвы въ см.						
	(пов. п.) 0	10	(пов. раст.) 20	30	50	75	320
температуры надъ манжетками . .	4.2	3.0	1.4	2.3	3.4	3.8	3.8

На черт. 44 и 45 также можно видѣть, что поверхность растительнаго покрова въ томъ случаѣ, когда она достаточно плотнымъ войлокомъ прикрываетъ земную поверхность отъ излученія и инсоляціи, дѣйствительно является дѣятельнымъ слоемъ т. е. областью максимальныхъ при инсоляціи, минимальныхъ при излученіи температуръ, отъ которой уже и вверхъ и внизъ и передаются постепенно температурныя измѣненія. На черт. 45 особенно хорошо видно, что поверхность почвы при наличности растительнаго покрова изъ сосенокъ дѣйствительно перестала играть роль дѣятельнаго слоя и ея роль перешла на цѣло къ поверхности растительнаго покрова.



Черт. 57. Измѣненіе температуры ночью надъ тою же куртиною сосенокъ.

Всѣ эти чертежи и цифры показываютъ дѣйствительно, что при спокойномъ воздухѣ и безоблачномъ небѣ температура на поверхности листвы можетъ разниться отъ температуры на 2—3 метрахъ надъ поверхностью почвы на 8—10°. Если растительный покровъ не сплошной, а рѣдкій, то часть лучистой энергіи будетъ проникать до почвы, и разсмотрѣнныя явленія будутъ наблюдаться не въ такомъ чистомъ видѣ, какъ при сплошномъ покровѣ; они представятъ переходъ къ явленіямъ, имѣющимъ мѣсто тогда, когда покровъ растительный на почвѣ совсѣмъ отсутствуетъ.

То, что сказано выше относительно травяного растительнаго покрова, вполнѣ приложимо и къ такому фактору, какъ лѣсъ. Въ самомъ дѣлѣ,—какую разницу можетъ внести въ распредѣленіе температуръ по вертикали то обстоятельство, что растительный покровъ достигаетъ значительно большей высоты и большей мощности, чѣмъ обыкновенный травяной покровъ? Все измѣненіе въ

этомъ распредѣленіи въ случаѣ лѣса сведется, очевидно, только къ тому, что дѣятельная, поглощающая или излучающая тепло поверхность будетъ теперь поднята на большую высоту надъ поверхностью почвы; вслѣдствіе этого увеличится толщина слоя воздуха, заключающагося между дѣятельною поверхностью и поверхностью почвы. Къ этому можно еще прибавить, что дѣятельная поверхность не будетъ для лѣса представлять собою такого сравнительно ровнаго горизонтальнаго слоя,—какъ въ случаѣ не высокаго травяного покрова. Но это будутъ, очевидно, детали, которыя однако не измѣнятъ и не могутъ внести существенныхъ измѣненій въ распредѣленіе температуръ по вертикали при наличности растительнаго покрова.

Такимъ образомъ нужно ожидать, что наибольшія по вертикали амплитуды температурныхъ колебаній будутъ теперь надъ кронами деревьевъ или вблизи ихъ, тогда какъ въ массѣ лѣса онѣ должны быть значительно сглажены сравнительно съ слоями воздуха надъ вершинами деревьевъ или съ массами воздуха на такихъ же высотахъ внѣ лѣса. На лѣсныхъ прогалинахъ и полянахъ амплитуды температурныхъ колебаній должны быть особенно рѣзки и велики; здѣсь—на лицо условія, благопріятствующія застаиванію воздуха и уменьшающія его обмѣнъ съ окружающими мѣстностями. Среди древесныхъ кронъ амплитуды температурныхъ колебаній должны быть значительнѣе, чѣмъ—ближе къ почвѣ, между стволами деревьевъ, но меньше, чѣмъ надъ деревьями или на лѣсныхъ полянахъ. Вліяніе лѣса на температуру воздуха выразится, очевидно, тѣмъ рѣзче, чѣмъ больше будутъ вообще амплитуды температурныхъ колебаній т. е. чѣмъ континентальнѣе климатъ лѣсистой мѣстности.

Наблюденія подтверждаютъ указанное вліяніе лѣса на температуру воздуха. При наличности инсоляціи лѣсъ всегда имѣетъ болѣе низкую температуру, чѣмъ сосѣднія безлѣсныя мѣстности; при излученіи въ зависимости отъ густоты кронъ, можетъ быть и обратное.

Такъ напр. при наблюденіяхъ на Австрійскихъ лѣсныхъ опытныхъ станціяхъ оказалось, что въ буковомъ лѣсу подъ и надъ кронами деревьевъ и на открытомъ полѣ въ сосѣдствѣ для воздуха получились разности температуръ (поле—лѣсъ, кроны на высотѣ между 11 и 15.5 метр., ближе къ послѣдней):

высоты надъ поверхностью почвы въ м.	5	11	15.5
утромъ.	1°.67	0°.85	—1°.2
ночью	1.42	1.70	1.77

т. е. подъ кронами лѣсъ все время холоднѣе поля вблизи, надъ кронами—днемъ теплѣе, ночью холоднѣе поля. На германскихъ опытныхъ станціяхъ

амплитуры температурныхъ колебаній въ лѣсу оказались на 3° меньше, чѣмъ на сосѣднемъ полѣ. Тоже получено на русскихъ опытныхъ лѣсничествахъ (Боровое, Сам. губ.). Всѣ наблюденія этого рода, какъ и должно было быть, вполнѣ опредѣленно говорятъ, что амплитуда температурныхъ колебаній — въ лѣсу наименьшая, наибольшая же на небольшихъ, опушенныхъ стѣнами лѣса лѣсныхъ полянахъ.

Вообще, если анализировать наблюденія надъ вліяніемъ лѣса на температуру нижнихъ слоевъ воздуха для даннаго пункта именно съ установленной выше, основной точки зрѣнія, то всѣ наблюденія этого рода даютъ полное подтвержденіе сказаннаго.

Въ сказанномъ вліяніи растительнаго покрова на температуру нижнихъ слоевъ воздуха находятъ себѣ объясненіе и явленія поздне-весеннихъ и ранне-осеннихъ заморозковъ, наблюдаемыя нерѣдко на поверхности растительности, тогда какъ въ слояхъ воздуха, лежащихъ выше и ниже поверхности растительности, температура не понижалась до 0°. Такіе заморозки на поверхности растительности будутъ наблюдаться тѣмъ легче и тѣмъ чаще, чѣмъ лучше защищено мѣсто наблюденія отъ обмѣна воздуха. Въ этомъ отношеніи особенно обратили на себя вниманіе небольшія лѣсныя поляны [1]). Въ какомъ небольшомъ слоѣ воздуха при этомъ лежитъ область низкихъ температуръ, можетъ показать одинъ примѣръ: 25/IX 905 наблюдались температуры въ Лѣсномъ:

воздухъ на высотѣ 1.5 м. отъ почвы . .	2°.3
на поверхн. растит. (густые кусты калины)	—1.1
поверхность почвы	5.0.

37. Цифры, характеризующія періодическій обмѣнъ тепла въ воздухѣ. Теперь остается привести еще нѣкоторыя цифры, характеризующія обмѣнъ тепла въ атмосферѣ. Въ упоминавшихся выше изслѣдованіяхъ Хомена и особенно Шуберта можно найти въ этомъ направленіи очень любопытныя данныя. Изъ работъ послѣдняго и заимствованы всѣ приведенныя ниже цифры.

Шубертъ изслѣдовалъ обмѣнъ тепла для воздуха по наблюденіямъ въ Берлинѣ, для почвы по наблюденіямъ въ Эберсвальде (близъ Берлина), для водъ по наблюденіямъ станцій Сѣвернаго и Нѣмецкаго морей. Имъ полученъ слѣдующій балансъ тепла для воздуха и въ прилегающихъ къ нему слояхъ почвы или водъ. Табличка даетъ общее количество тепла, которое должно пройти за годъ черезъ каждый см.² поверхности, чтобы поднять температуру отъ наинизшей до наивысшей во всемъ столбѣ данной среды до того пункта, гдѣ исчезаютъ годовыя колебанія температуры. Это количество въ малыхъ калоріяхъ на см.² будетъ:

суша (верхніе слои):

песчаная почва подъ сосновымъ лѣсомъ. . .	1290
песчаная почва подъ травою.	1850

---

[1]) Въ Германіи онѣ уже давно получили характерное названіе „Frostlöcher“

воздухъ [1]):

безъ тепла затраченнаго на испареніе. . .	2620
съ тепломъ, идущимъ на испареніе. . . .	3600
воды морей: Нѣмецкаго и Сѣвернаго.	44000

Если принять за единицу количество тепла, проциркулировавшаго за годъ въ песчаной, лишенной покрова почвѣ, общій обмѣнъ тепла за годъ выразится въ относительныхъ цифрахъ:

для почвы въ сосновомъ лѣсу.	0.7
для воздуха безъ тепла на испареніе. . . .	1.4
» » съ тепломъ испаренія	1.9
для водъ морей.	24.0

Въ періодическомъ его круговоротѣ этотъ обмѣнъ тепла выразится, если принять за единицу 100 мал. калорій на каждый см.^{2}, помѣсячно слѣдующимъ образомъ.

	Я.	Ф.	М.	А.	М.	I.	I.	А.	С.	О.	Н.	Д.
Почва. . . .	—3,00	—1,66	—0,09	3,53	**4,98**	4,69	3,45	1,47	—1,33	—3,86	**—4,25**	—3,93
Воздухъ (безъ тепла на испареніе) . .	—3,2	—0,9	2,5	5,9	**7,7**	6,8	3,1	—1,3	—4,5	**—5,9**	—5,6	—4,6
Воздухъ (съ тепломъ на испареніе) .	—3,8	—0,7	3,6	8,4	**10,8**	9,2	3,7	—2,7	—7,1	**—8,3**	—7,4	—5,7
Воды	—40	— 9	25	70	115	**138**	81	6	—64	**—123**	—115	—84

Изъ таблицы видно, что почва весною и лѣтомъ, сильно нагрѣваясь на поверхности (дѣятельный слой), посылаетъ немного тепла въ болѣе глубокіе слои, но много отдаетъ воздуху. Напротивъ воды, слабо нагрѣваясь съ поверхности, отдаютъ меньше тепла воздуху и больше его передаютъ въ глубокіе слои. Осенью и зимою суша, охлаждаясь съ поверхности, очень немного тепла отнимаетъ отъ болѣе глубокихъ слоевъ, охлаждая въ тоже время сильно воздухъ, надъ нею находящійся, и отнимая отъ него при этомъ большія количества тепла. Воды наоборотъ отдаютъ при охлажденіи много тепла изъ глубокихъ слоевъ, уменьшая этимъ охлажденіе своихъ поверхностныхъ слоевъ и лежащихъ надъ ними воздушныхъ массъ.

Если опять принять за единицу количество передаваемаго почвою тепла, то можно слѣдующею табличкою выразить соотношеніе между соотвѣтствующими наибольшими приходомъ и расходомъ тепла въ сушѣ, воздухѣ и водѣ. Эти относительные наибольшіе приходъ и расходъ тепла будутъ:

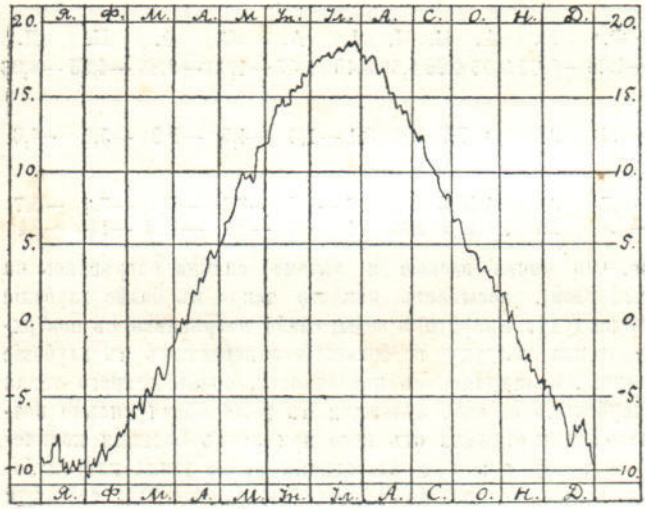
	приходъ:	расходъ:
почва	1.0 (май)	1.0 (ноябрь)
воздухъ (безъ тепла на испареніе).	1.5 (май)	1.4 (октябрь)
» (съ тепломъ на испареніе).	2.2 (май)	2.0 (октябрь)
воды	28.0 (іюнь)	29.0 (октябрь).

Такимъ образомъ, дѣйствительно воды оказываются исключительной мощности резервуаромъ и регуляторомъ тепла.

---

[1]) Вся атмосфера до предѣла, считая за таковой высоту, гдѣ давленіе будетъ равно 0.

38. **Географическое распредѣленіе температуръ въ нижнемъ слоѣ воздуха.** Вліяніе мѣстныхъ причинъ, какъ было указано, можетъ существеннымъ образомъ отозваться на періодическихъ измѣненіяхъ температуры нижнихъ слоевъ воздуха. Поэтому, если желательно себѣ представить періодическій круговоротъ тепловой энергіи на всей земной поверхности, то картина его, въ силу этого разнообразія мѣстныхъ условій,—для всей земной поверхности, очевидно, должна быть сложная: земная поверхность настолько не однородна по своимъ физическкмъ условіямъ, что сколько нибудь однообразную картину этого круговорота трудно себѣ и представить. Остается, значитъ, только на основаніи наблюденій попробовать нарисовать эту картину.



Черт. 58. Годовой ходъ температуры отъ дня къ дню для С.-Петербурга по 120-ти-лѣтнимъ среднимъ суточнымъ величинамъ температуры.

Наблюденія, слѣдя за всѣми измѣненіями погоды, даютъ однако періодическія измѣненія сильно искаженными вліяніемъ измѣненій непеpіодическихъ. Эти послѣднія могутъ быть настолько велики и сильны, что совершенно затемнятъ картину измѣненій періодическихъ. Чтобы по возможности исключить вліяніе непеpіодическихъ измѣненій на періодическій круговоротъ тепловой энергіи воздуха, приходится поэтому брать многолѣтнія среднія для температуры послѣдняго. Но тогда является вопросъ: за какой же длины срокъ должны быть взяты среднія, чтобы совершенно исключить непеpіодическія измѣненія и найти вѣрную картину только однихъ періодическихъ колебаній температуры?

Черт. 58 показываетъ годовой ходъ температуры для С.-Петербурга въ среднемъ за 120 лѣтъ. Для его вычисленія и изображенія были взяты за 120 лѣтъ среднія температуры каждаго дня и затѣмъ, нанесенныя на графику, соеди

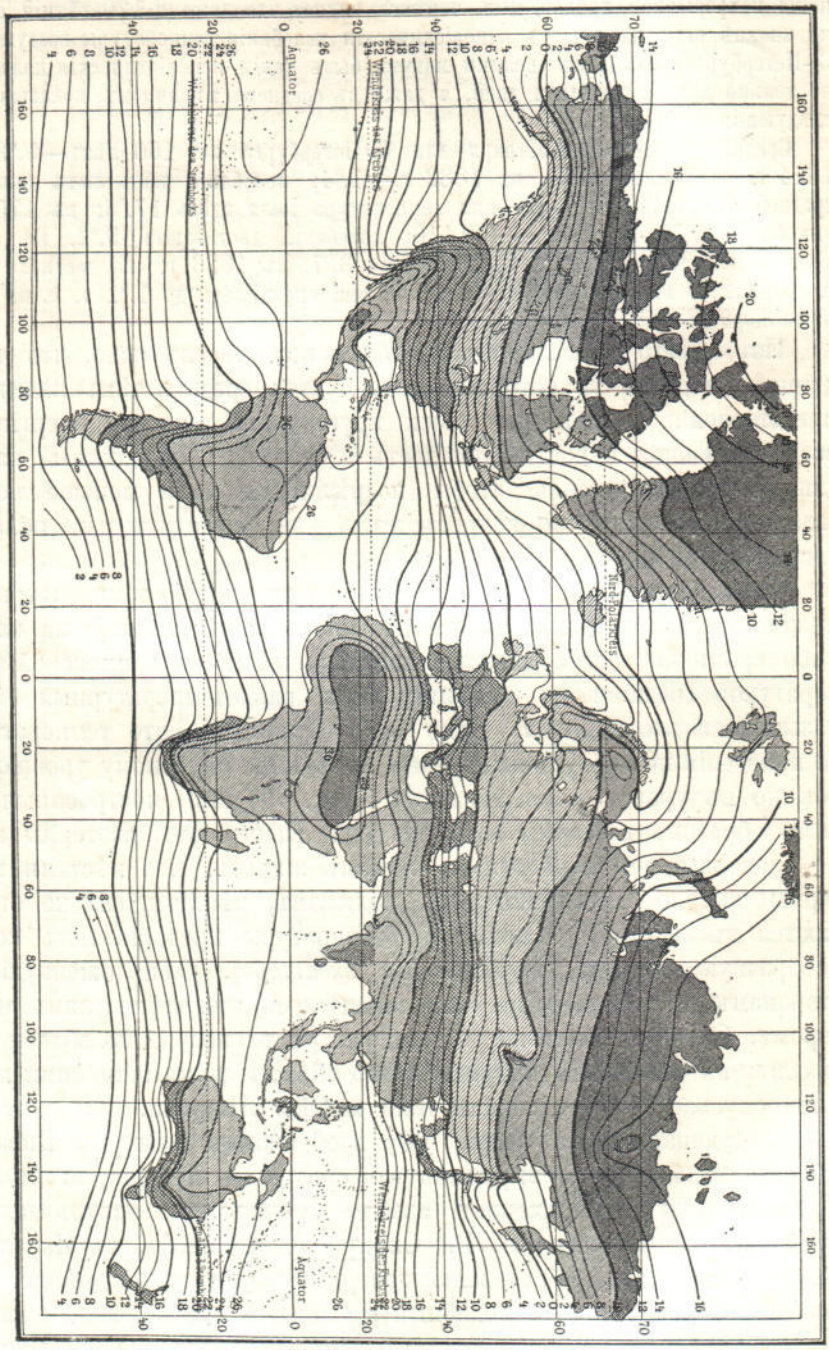
нены непрерывной кривой. Изъ чертежа видно, что даже и 120-лѣтній срокъ не вполнѣ еще исключаетъ непеpіодическія колебанія температуры воздуха для С.-Петербурга. Насколько велики могутъ быть такія непеpіодическія колебанія не только для отдѣльныхъ дней, а даже въ среднемъ мѣсячномъ, показываютъ слѣдующія цифры.

Средняя температура Января для С.-Петербурга за 160 лѣтъ—9.°3; въ 1814 г. она была—21.°4; въ 1882 г.—1.°4; колебанія достигаютъ даже въ средней мѣсячной 20.°0. Средняя температура Іюля здѣсь 17.°6; въ 1757 г. она была 23.°2; въ 1878—+14.°0; колебанія достигаютъ 9.°2. Въ среднемъ годовомъ температура С.-Петербурга 3.°7; въ 1826 г. она достигла 6.°3 т. е. на 2.°6 выше нормы; въ 1809 г. она опустилась до 1.°1 т. е. на 2.°6 ниже нормы.

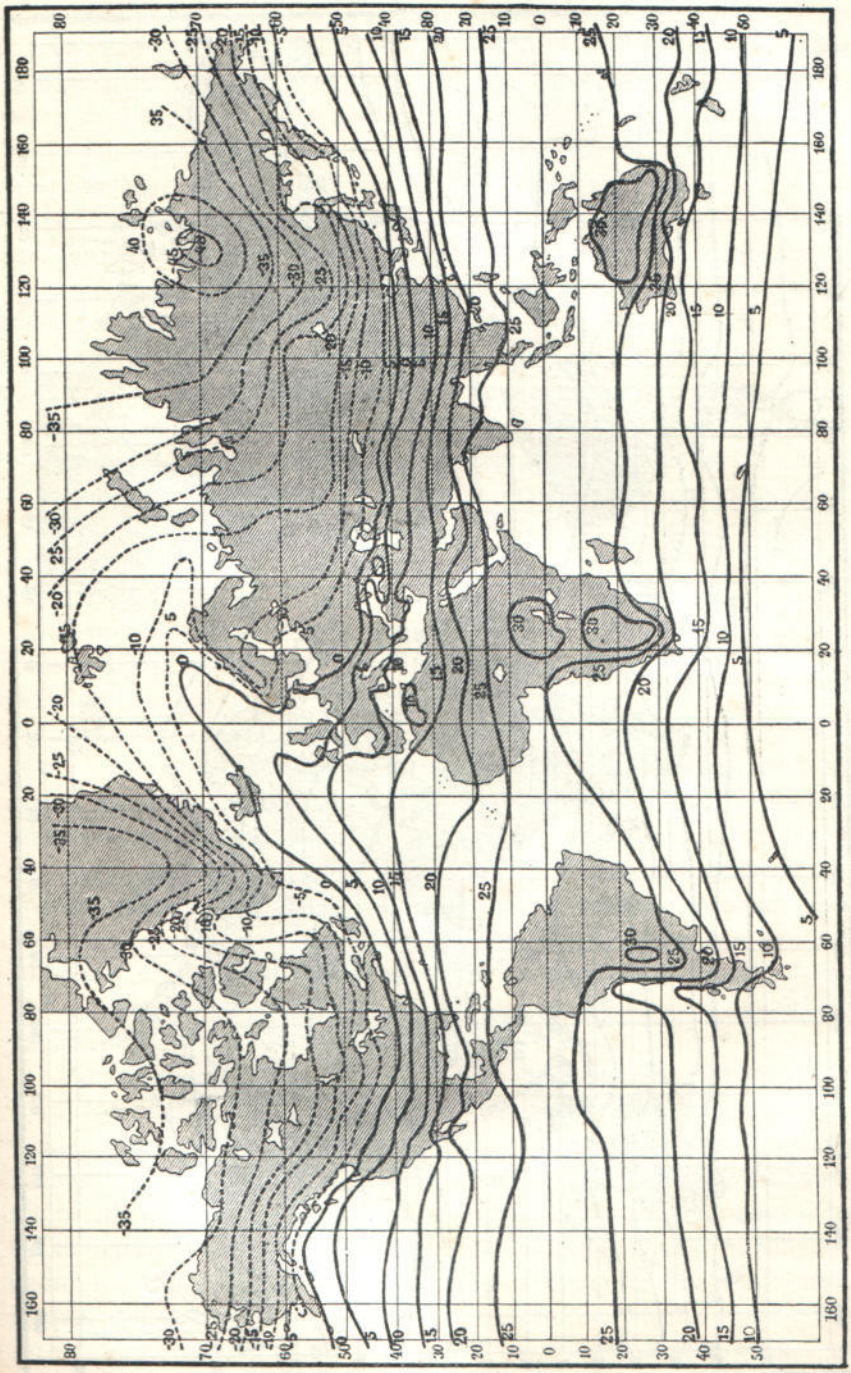
Изъ самаго смысла закона большихъ чиселъ ясно, что чѣмъ длиннѣе періодъ, за который взяты будутъ среднія, тѣмъ надежнѣе представленія о періодическомъ круговоротѣ тепловой энергіи въ воздухѣ. Теорія вѣроятностей даетъ возможность опредѣлить, какой длины нуженъ періодъ, чтобы погрѣшности были меньше любой заданной величины; но вопросъ этотъ уже выходитъ изъ области элементарной метеорологіи.

Чтобы прослѣдить географическое распредѣленіе температуры въ нижнемъ слоѣ воздуха, наносятся *многолѣтнія среднія* за какой либо срокъ на географическую карту, и мѣста съ одинаковой температурой соединяются линіями; такія равнотемпературныя линіи называются *изотермами*. Само собою понятно, что температуры до нанесенія на карту должны быть приведены къ одному уровню,— обычно къ уровню моря. На картѣ (черт. 59) даны построенныя такимъ образомъ изотермы года; на ней видно, что изотермы года не располагаются параллельно кругамъ широтъ, что мѣстами изотермы высоко поднимаются къ полюсамъ, мѣстами сильно опускаются къ экватору. Наивысшія температуры представляютъ кольцеобразную область (*термическій экваторъ*), расположенную по сторонамъ 10° с. ш. и не совпадающую съ географическимъ экваторомъ. Области наинизшихъ температуръ расположены вблизи полюсовъ: въ сѣверномъ полушаріи эта область двумя широкими языками спускается на материкъ Азіи и Сѣв. Америки.

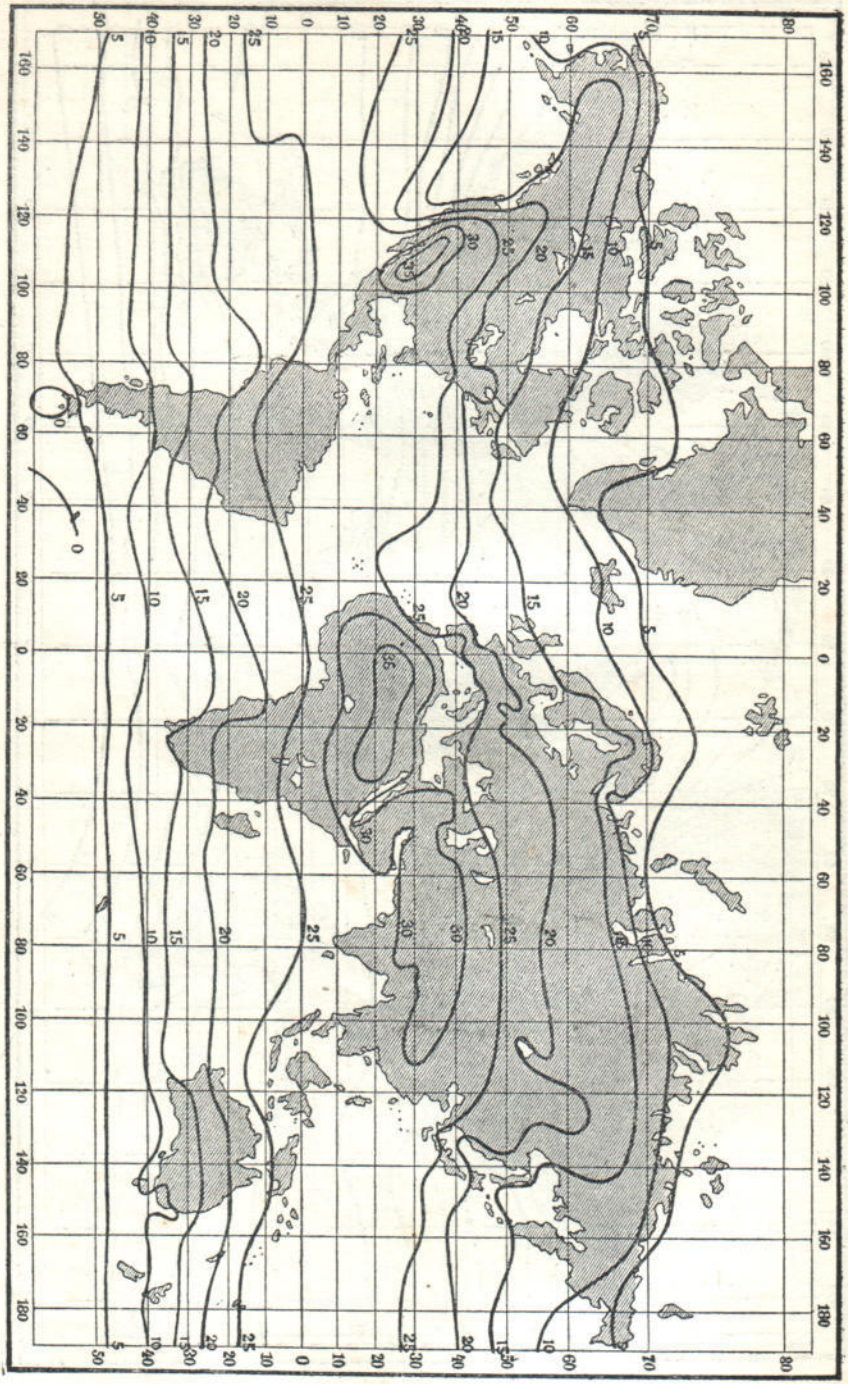
Слѣдующая карта (черт. 60) изображаетъ изотермы Января. Область холода рѣзко выражена въ сѣверномъ полушаріи: на материкахъ Азіи и С. Америки языки низкихъ температуръ далеко спустились къ югу; въ С. В. Сибири (Верхоянскъ, въ Якутской области, 68° с. ш.) образовался центръ весьма низкихъ температуръ (*полюсъ холода*); другой подобный же полюсъ холода расположился внутри Гренландіи. Термическій экваторъ перемѣстился къ югу,— въ Африку, Австралію и Южную Америку. Особенно рельефно



Черт. 59. Изотермы года (по Ханну).



Черт. 60. Карта изотермъ Января.



Черт. 61. Карта Іюльскихъ изотермъ.

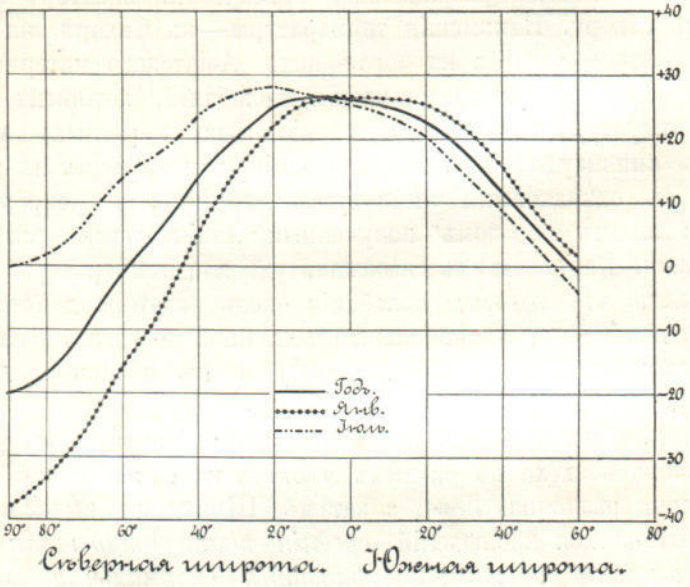
здѣсь видно вліяніе теплыхъ морскихъ теченій, которыя вызвали изгибы изотермъ къ сѣверу у береговъ Норвегіи (Гольфштремъ). Другой крутой изломъ изотермъ—у Зап. береговъ Южн. Америки,—тамъ, гдѣ холодное Перуанское теченіе омываетъ берега материка. Черт. 61 представляетъ карту Іюльскихъ изотермъ. На ней сѣверныя области холода расползлись, термическій экваторъ передвинулся къ сѣверу. Наивысшія температуры—въ Сахарѣ, на Мексиканскомъ плоскогорьи и на юго-западѣ Азіатскаго материка.

Для болѣе яснаго представленія колебаній, которымъ подвержена температура воздуха въ теченіе года въ разныхъ мѣстахъ, наносятъ амплитуды годовыхъ колебаній температуры на карту и пункты съ одинаковыми амплитудами соединяютъ непрерывными линіями; такимъ образомъ полученныя линіи называются *изоамплитудами*. Карта такихъ изоамплитудъ для температуры воздуха показываетъ, что годовыя колебанія около экватора дѣйствительно незначительны (5^0), а наибольшей величины достигаютъ на сѣверѣ материковъ: въ Сибири (болѣе 60^0) и въ сѣверной Америкѣ (до 40^0).

Изотермы показываютъ такимъ образомъ, что температура нижнихъ слоевъ воздуха въ разныхъ мѣстахъ на одной и той же широтѣ весьма различна. Дове, а затѣмъ Шпиталеръ вычислили изъ всѣхъ имѣющихся наблюденій *среднія температуры для параллелей сѣвернаго и южнаго полушарія* (*нормальныя температуры широтъ*). Построивъ по даннымъ Шпиталера діаграмму, можно видѣть (черт. 62), что максимумъ температуры въ среднемъ годовомъ—не на экваторѣ, а на 10^0 с. ш. (термическій экваторъ); отсюда температура сначала медленно, а потомъ довольно быстро убываетъ въ обоихъ полушаріяхъ по направленію къ полюсамъ. Въ іюлѣ максимумъ температуры перемѣстился къ сѣверу,—около 20^0 с. ш., а въ январѣ—онъ на экваторѣ, т. е. перемѣстился къ югу.

Вычисленныя Дове и Шпиталеромъ среднія температуры широтъ довольно сильно отличаются отъ дѣйствительно наблюдаемыхъ температуръ на тѣхъ же широтахъ; разность между нормальною температурою широтъ и дѣйствительною наблюдаемою среднею за много лѣтъ температурою въ нѣкоторомъ пунктѣ принято называть *термическою аномаліею*. Можно термическія аномаліи нанести на карту и пункты съ одинаковою аномаліею соединить непрерывными линіями; такимъ образомъ получится карта *изаномалъ* (черт. 63), которая ясно показываетъ, насколько данное мѣсто холоднѣе или теплѣе, чѣмъ слѣдовало бы ему быть по географи-

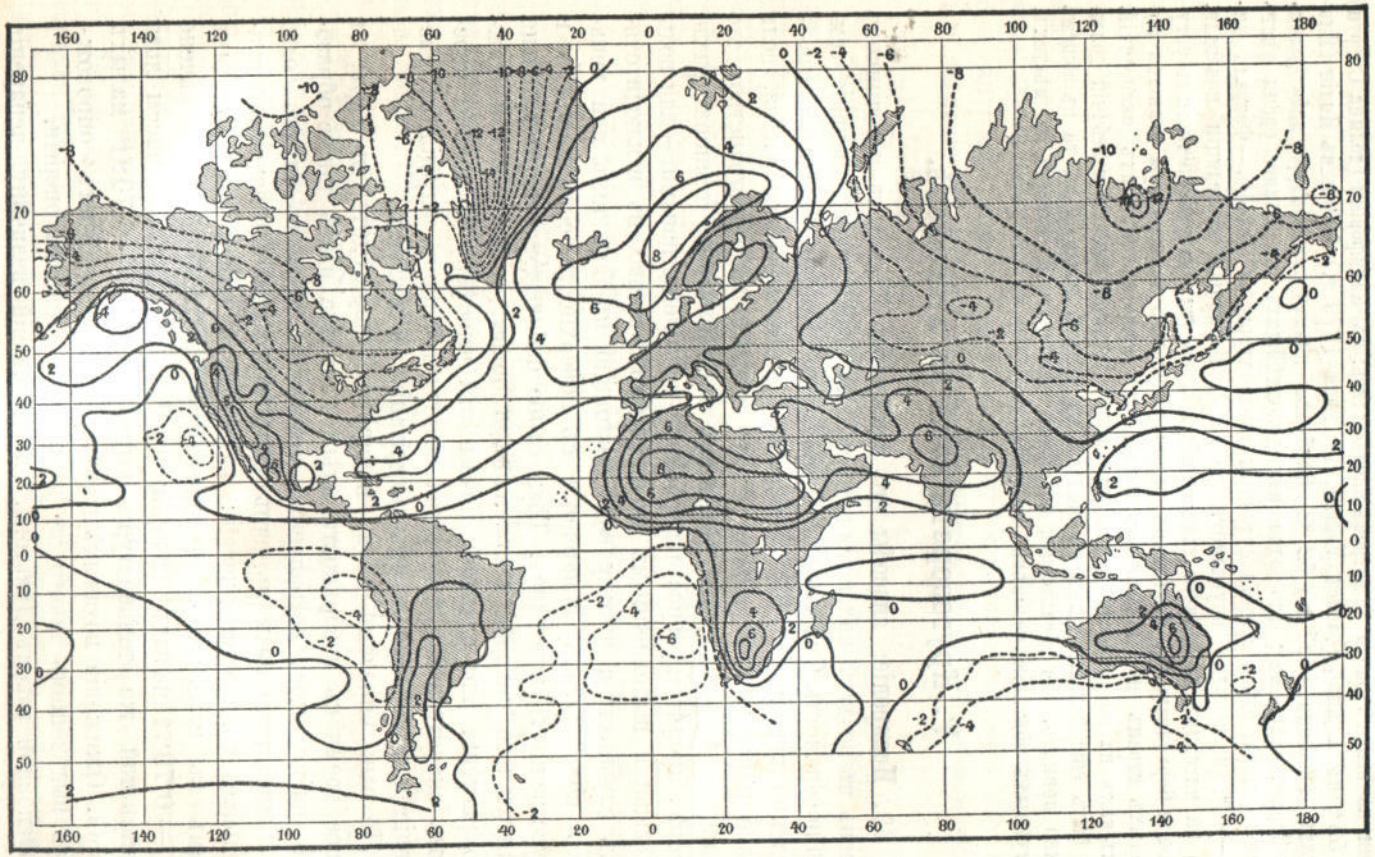
ческому положенію. Наибольшія отрицательныя аномаліи въ среднемъ годовомъ наблюдаются около Верхоянска въ Сибири (— 10°) и въсѣв. Америкѣ (ниже — 10°); положительныя аномаліи расположены около теплыхъ теченій (достигаютъ + 8° на сѣверо-западѣ Европы).



Черт. 62. Распредѣленіе температуръ по широтамъ.

Разсмотрѣнныя изолиніи даютъ представленіе не только о географическомъ распредѣленіи температуры, но и указываютъ (особенно изаномалы) на тѣ центры, изъ которыхъ исходятъ возмущенія нормальнаго распредѣленія температуры въ нижнемъ слоѣ атмосферы. На годовыхъ изотермахъ видно, что наивысшія температуры получаются не на экваторѣ, а на материкѣ Африки,—въ тропической полосѣ; точно также и полюсы холода, т. е. области наибольшихъ охлажденій не совпадаютъ съ географическимъ полюсомъ, а лежатъ на материкѣ въ Сибири и въ сѣверной Америкѣ. Все это указываетъ, что центры, вызывающіе аномаліи въ круговоротѣ тепловой энергіи, находятся вблизи земной поверхности, и что *неравномѣрное распредѣленіе суши и водъ на земной поверхности —главная причина, нарушающая правильность въ этомъ круговоротѣ.*

Можно отмѣтить въ заключеніе этой главы тѣ предѣльныя температуры, какія наблюдались вообще на земной поверхности. Наивысшія температуры въ



Черт. 63. Карта изаномалъ года.

тѣни на высотѣ около 3 метровъ наблюдались: въ Калифорніи (долина Смерти) до 58°, въ Алжирѣ (оазисъ Уоргла, 17 Іюля 1879 г.) 53° и въ Индіи (Якобададъ, 13 Іюня 1897 г.) 52.°2. Наиболѣе низкая температура наблюдалась въ Верхоянскѣ,—68°; это одно изъ холоднѣйшихъ въ зимнее время мѣстъ земного шара; здѣсь среднія суточныя температуры за Декабрь—Февраль ниже—40°, и нерѣдко опускаются до—50°. Полярныя экспедиціи показали, что на материкѣ Гренландіи также наблюдались температуры, немногимъ уступающія Верхоянскимъ. Немногимъ также уступаютъ температуры южныхъ полярныхъ странъ по показаніямъ послѣднихъ южно-арктическихъ экспедицій. Такъ какъ на поверхности почвы амплитуды температурныхъ колебаній должны быть еще больше, чѣмъ въ воздухѣ на высотѣ около 3 м., то въ общемъ можно принять, что абсолютныя колебанія температуры воздуха въ мѣстахъ, доступныхъ обитанію человѣка, доходятъ до 150°.

V. Круговоротъ воды въ атмосферѣ.

39. **Испареніе: способы его измѣренія.** Главнымъ источникомъ паровъ въ воздухѣ являются водоемы, на $^5/_7$ почти покрывающіе земную поверхность. Основное свойство всякаго капельно-жидкаго тѣла—медленно переходить въ газообразное состояніе,—испаряться, если только пары данной жидкости не насыщаютъ пространство; это испареніе будетъ имѣть мѣсто при какихъ угодно температурахъ. Условіе, препятствующее испаренію,—насыщеніе парами,—для воды оказывается выполненнымъ въ атмосферѣ только въ исключительныхъ случаяхъ; а потому вода постоянно въ большихъ или меньшихъ количествахъ испаряется съ поверхности естественныхъ и искусственныхъ водоемовъ. Тоже самое наблюдается и относительно растительнаго покрова и поверхности почвы; съ поверхности влажнаго растенія или влажной почвы въ атмосферу постоянно переходятъ значительныя количества водяныхъ паровъ, идущія на увеличеніе или пополненіе ихъ содержанія въ воздухѣ.

Не одна впрочемъ вода, испаряясь, переходитъ въ паръ; въ зимнее время съ поверхности снѣга или льда идетъ также образованіе паровъ, хотя несравненно медленнѣе, чѣмъ въ случаѣ воды.

Превращеніе воды въ паръ сопровождается поглощеніемъ значительнаго количества энергіи: на переходъ массы воды въ одинъ граммъ въ паръ той же температуры должно быть затрачено $607 - 0.708\,t$ малыхъ калорій; на переходъ единицы массы льда въ паръ той же температуры потребуется $687 - 0.708\,t$ малыхъ калорій. Ожиженіе водяныхъ паровъ, наоборотъ, будетъ сопровождаться выдѣленіемъ такого же количества тепловой энергіи.

Основной законъ Дальтона, опредѣляющій величину испаренія съ водной поверхности, говоритъ, что *количество испаряемой въ*

единицу времени воды пропорціонально испаряющей поверхности, обратно пропорціонально упругости воздуха и прямо пропорціонально разности упругостей паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ, и паровъ, его насыщающихъ при температурѣ испаряющей поверхности. Слѣдовательно количество испаряемой въ единицу времени воды можно написать въ видѣ

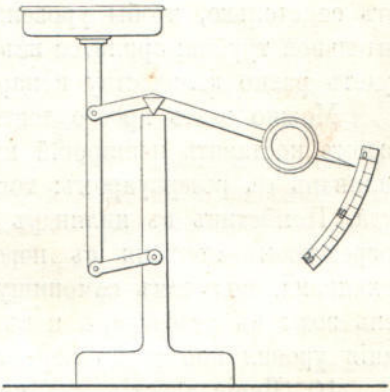
$$q = k.\ s.\frac{h_t - h}{H};$$

здѣсь s — испаряющая поверхность, h_t — упругость паровъ, насыщающихъ воздухъ при t — температурѣ испаряющей поверхности, h — упругость паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ, H — давленіе послѣдняго и k = количеству воды, испаряемой при $s = 1$ и $\frac{h_t - h}{H} = 1$.

Опыты Стефана показываютъ, что этотъ законъ можно разсматривать только какъ приблизительный, что на самомъ дѣлѣ количество испаряющейся воды будетъ опредѣляться гораздо болѣе сложнымъ выраженіемъ; но всѣ усложняющія обстоятельства вносятъ незначительныя сравнительно поправки, и законъ Дальтона,— какъ приблизительно вѣрный,—грубо, но просто выражаетъ сущность дѣла для процесса испаренія воды съ водоемовъ.

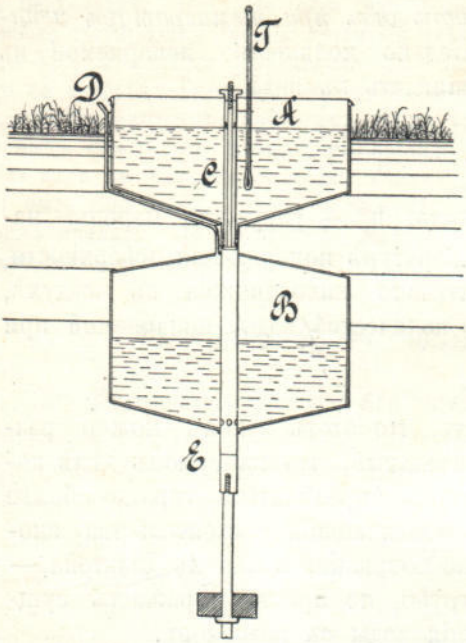
Для измѣренія испаренія служатъ *эвапорометры* или *испарители*.

Наиболѣе простой изъ нихъ,— испаритель Вильда (черт. 64), представляетъ неравноплечіе вѣсы съ коромысломъ въ видѣ ломанной линіи. На короткомъ плечѣ на стержнѣ помѣщается чашка съ водой, уравновѣшенная грузомъ и другимъ плечомъ коромысла, оканчивающимся стрѣлкою, которая движется передъ шкалою. Когда чашка пуста, противъ стрѣлки на шкалѣ стоитъ дѣленіе 20; когда же въ чашку налить слой воды въ 20 мм. толщиною, то противъ стрѣлки стоитъ дѣленіе 0. При испареніи чашка, становясь легче, подымается вверхъ, а, стрѣлка опускаясь, будетъ показывать, какой толщины слой воды испарился.



Черт. 64. Испаритель Вильда.

Испаритель Лермантова (черт. 65) состоитъ изъ двухъ резервуаровъ A и B, соединенныхъ трубкою, которая можетъ быть закрыта пробкою C. При установкѣ испарителя, открывши пробку, наливаютъ въ резервуаръ воду, которая переходитъ въ нижній резервуаръ; воздухъ изъ этого послѣдняго вытѣсняется черезъ узкую боковую трубочку D. Воды наливаютъ столько, чтобы ея уровень былъ наравнѣ съ верхнимъ краемъ соединительной трубки. Потомъ, при помощи мѣха, нагнетаютъ черезъ боковую трубочку D воздухъ въ нижній резервуаръ; вода отсюда воздухомъ вытѣсняется въ верхній. Закрывъ пробку, оставляютъ воду испаряться изъ верхняго резервуара. При слѣдующемъ наблюденіи опять спускаютъ воду въ нижній резервуаръ и мензуркою приливаютъ ее столько, чтобы уровень ея сталъ на верхнемъ концѣ соединительной трубки; прилитое изъ мензурки количество воды, очевидно, будетъ равно количеству испарившейся воды.



Черт. 65. Испаритель Лермантова.

Можно взять просто достаточно большой резервуаръ, съ нимъ рядомъ поставить неширокій цилиндръ и внизу соединить трубкой цилиндръ съ резервуаромъ; тогда получимъ два сообщающихся сосуда. Помѣстивъ въ цилиндръ поплавокъ и соединивъ поплавокъ посредствомъ стержня съ перомъ Ришаровскаго записывающаго механизма, получимъ самопишущій испаритель. При испареніи уровень воды въ резервуарѣ и въ цилиндрѣ будетъ понижаться; колебанія уровня поплавокъ передастъ перу и запишетъ на бумагѣ.

40. **Періодическія измѣненія испаренія; факторы, вліяющіе на него.** Количество испаряющейся съ даннаго водоема воды должно измѣняться параллельно съ измѣненіями температуры водоема и воздуха, его окружающаго. Законъ Дальтона, опредѣляющій испареніе, теоретически вполнѣ предрѣшаетъ вопросъ о періодическихъ измѣненіяхъ испаренія. Такъ какъ давленіе H и поверхность s

даннаго водоема могутъ быть считаемы постоянными, то q будетъ зависѣть только отъ h_t и h т. е. отъ упрогости паровъ, насыщающихъ пространство при температурѣ испаряющей поверхности, и упругости паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ. При увеличеніи температуры испаряющей поверхности быстро увеличивается упругость паровъ, пасыщающихъ пространство, — h_t, тогда какъ h, если-бы оно не увеличивалось испареніемъ, должно было бы оставаться въ атмосферѣ постояннымъ. На самомъ дѣлѣ и h мѣняется въ атмосферѣ; но несравненно быстрѣе h растетъ съ увеличеніемъ температуры величина h_t т. е. количество паровъ, насыщающихъ воздухъ. Вслѣдствіе этого испареніе и упругость паровъ, дѣйствительно находящихся въ воздухѣ—h, должны расти съ увеличеніемъ температуры. Поэтому *во первыхъ q будетъ расти отъ полюсовъ къ экватору, во вторыхъ отъ зимы къ лѣту и въ третьихъ отъ ночи къ дню и убывать обратно. Во всякомъ случаѣ необходимо только помнить, что зависимость испаренія отъ температуры—неявная, ибо послѣдняя въ формулу Дальтона не входитъ.*

На испареніе съ поверхности водоема или изъ резервуара испарителя можетъ вліять не одна только температура. Если проанализировать внимательнѣе законъ Дальтона, то легко убѣдиться что кромѣ температуры на испареніе могутъ и должны вліять и другіе факторы. Въ самомъ дѣлѣ множитель $h_t - h$ не всегда можетъ расти съ возрастаніемъ температуры; если h растетъ быстрѣе, чѣмъ h_t, — что можетъ быть въ очень влажныхъ мѣстностяхъ при небольшихъ измѣненіяхъ достаточно высокой уже температуры, то легко можетъ быть, что этотъ множитель вмѣсто того, чтобы увеличиваться, будетъ съ возрастаніемъ температуры уменьшаться. Множитель $(h_t - h)$ часто называютъ *недочетомъ влажности*, потому что въ дѣйствительности онъ именно и выражаетъ, сколько паровъ еще можетъ помѣститься въ воздухѣ при данной его температурѣ t. Поэтому можно сказать, что *испареніе пропорціонально недочету влажности*; а эта величина для мѣстъ очень влажныхъ, какъ напр. С.-Петербургъ, всегда лѣтомъ очень мала, почему и испареніе, несмотря на повышеніе температуры, здѣсь можетъ уменьшаться [1]).

---

[1]) Здѣсь необходимо замѣтить, что недочетъ влажности, опредѣляющій испареніе, можетъ быть полученъ, когда извѣстна температура испаряющей поверхности, а не окружающаго воздуха; въ практикѣ очень часто стремятся опредѣлить недочетъ влажности, принимая за t—температуру воздуха. Это можетъ быть сдѣлано только тогда, когда дѣйствительно температура воз-

Коэффиціентъ k закона Дальтона можно опредѣлить—какъ количество воды, испаряющейся съ единицы поверхности при

$$\frac{h_t - h}{H} = 1.$$

Но нетрудно убѣдиться, что k не можетъ быть постояннымъ при различныхъ условіяхъ испаренія. Количество испаренія съ резервуара данной величины не можетъ быть одинаковымъ, если этотъ резервуаръ будетъ помѣщенъ въ небольшомъ замкнутомъ пространствѣ, гдѣ чрезъ непродолжительное время весь воздухъ будетъ насыщенъ испаряемою резервуаромъ водою, или если затѣмъ этотъ резервуаръ помѣстимъ на совершенно открытомъ мѣстѣ, гдѣ вѣтеръ постоянно удаляетъ поглотившій испаряемую воду воздухъ и замѣняетъ его новымъ, ненасыщеннымъ парами. Во второмъ случаѣ испареніе несомнѣнно пойдетъ гораздо быстрѣе, и k будетъ больше, чѣмъ въ первомъ. Опыты подтверждаютъ это: *количество испаряемой резервуаромъ воды будетъ зависѣть отъ скорости обмѣна образующихся паровъ въ окружающемъ воздухѣ*, отъ скорости диффузіи паровъ, какъ принято называть этотъ обмѣнъ. Чѣмъ быстрѣе этотъ обмѣнъ, тѣмъ больше k и тѣмъ сильнѣе, тѣмъ больше испареніе. Поэтому *испареніе будетъ сильно зависѣть отъ тѣхъ условій, при которыхъ оно наблюдается.*

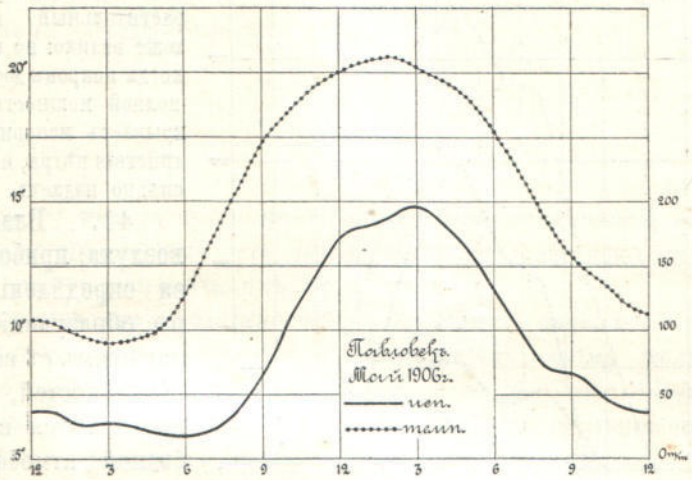
При однихъ-и тѣхъ же условіяхъ (обстановкѣ) испаренія, соотвѣтственно сказанному выше, испареніе будетъ тѣмъ больше, чѣмъ сильнѣе вѣтеръ. Такъ какъ вѣтеръ имѣетъ, какъ будетъ выяснено позднѣе, совершенно ясно выраженный суточный ходъ въ нижнихъ слояхъ атмосферы,—особенно на материкахъ, то это обстоятельство вмѣстѣ съ измѣненіями температуры воздуха и испаряющей поверхности и опредѣлитъ суточный ходъ испаренія.

Наблюденія въ Павловскѣ (черт. 66) ясно показываютъ, какъ подъ вліяніемъ суточныхъ измѣненій температуры воздуха и испаряющей поверхности съ одной стороны и вѣтра съ другой растетъ испареніе въ дополуденные часы, уменьшается въ послѣ-полуденные; максимумъ испаряющейся въ единицу времени воды приходится около 3 час. дня, минимумъ—послѣ восхода солнца.

На черт. 67 изображены наблюденія для нѣсколькихъ пунктовъ надъ количествомъ испаряющейся воды по мѣсяцамъ въ теченіе года; кривыя обнаруживаютъ довольно близкій къ ходу температуры и ходъ испаренія въ теченіе года. Максимумъ испаренія, однако, мѣстами опережаетъ максимумъ температуры на цѣлый мѣсяцъ (Петербургъ); причина—ясна: при сравнительно

духа очень близка къ температурѣ испаряющей поверхности. Но обыкновенно температура испаряющей поверхности водоема ниже температуры воздуха (вслѣдствіе затраты тепла на испареніе), и замѣна одной величины другою можетъ повести къ существеннымъ ошибкамъ.

небольшомъ измѣненіи температуры отъ Мая къ Іюню и Іюня къ Іюлю прилегающія къ Петербургу съ запада мелкія части Финскаго залива, сильно прогрѣваемыя солнцемъ, даютъ такое количество паровъ, что недочетъ влажности падаетъ, не смотря на повышеніе температуры воздуха.



Черт. 66. Суточныя колебанія количества испарившейся воды (въ сотыхъ доляхъ мм.) параллельно съ измѣненіями температуры.

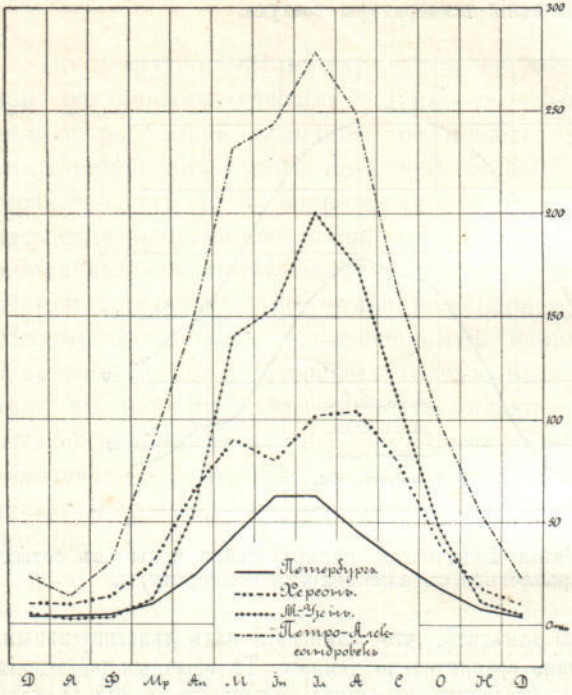
Необходимо здѣсь однако замѣтить, что измѣреній надъ дѣйствительными величинами испаренія сдѣлано сравнительно немного. Тѣ обычныя наблюденія, которыя ведутся на метеорологическихъ станціяхъ по испарителю Вильда, установленному въ психрометрической будкѣ, даютъ только величины въ сущности, строго говоря, даже не пропорціональныя недочету влажности для даннаго слоя воздуха; только съ очень грубымъ приближеніемъ ихъ можно считать пропорціональными этой величинѣ. Испареніе же на поверхности почвы и водоемовъ, гдѣ температура значительно отличается отъ температуры въ будкѣ и гдѣ вѣтеръ совершенно измѣняетъ условія диффузіи паровъ въ окружающій воздухъ, будетъ совершенно отличаться отъ чиселъ, даваемыхъ установленнымъ въ будкѣ приборомъ.

На Метеорологической Обсерваторіи Лѣсного Института болѣе 10 лѣтъ велись наблюденія надъ испареніемъ при разныхъ условіяхъ: 1) на свободной поверхности воды (на прудѣ), 2) въ травѣ, 3) на пескѣ, 4) въ тѣни (въ психрометрической будкѣ). Насколько велико вліяніе окружающихъ условій, видно напр. изъ слѣдующей таблицы для 1896 года.

	Испареніе при естественныхъ условіяхъ.			Приборъ Вильда
1896 г.	Прудъ.	Трава.	Песокъ.	Будка.
Май . . .	79.2 мм.	89.5 мм.	90.9 мм.	51.8 мм.
Іюнь . . .	126.3 »	108.1 »	95.1 »	57.8 »
Іюль . . .	138.5 »	78.3 »	80.2 »	58.1 »
Августъ . .	70.5 »	26.7 »	38.7 »	26.5 »
Сентябрь	30.3 »	7.3 »	16.2 »	15.1 »

*

Таблица показываетъ, что на прудѣ, гдѣ воздухъ не застаивается и доступъ для вѣтра ничѣмъ не затрудненъ, испареніе громадно по сравненію съ испареніемъ въ будкѣ. Испареніе въ травѣ раннею весною, пока не развился растительный покровъ, тоже велико: но къ лѣту, когда покровъ достигаетъ полной мощности и закрываетъ испаритель отъ дѣйствія вѣтра, испареніе сильно падаетъ.



Черт. 67. Годовыя колебанія количества испарившейся (въ суммѣ за мѣсяцъ) воды (въ мм.).

41. **Влажность воздуха; приборы для ея опредѣленія.** Пары, образующіеся испареніемъ съ водныхъ поверхностей, распредѣляются въ свободной атмосферѣ и постоянно пополняютъ тѣ запасы воды, которые въ видѣ осадковъ атмосфера отдала обратно на землю. Можно различнымъ образомъ выражать эти запасы воды, которые содержитъ въ парообразномъ видѣ атмосфера.

Абсолютною влажностью принято называть то количество паровъ, которое содержится въ единицѣ объема воздуха; если считаютъ объемы въ кубическихъ метрахъ, то абсолютную влажность выражаютъ въ граммахъ; если же объемы измѣряются въ литрахъ, то абсолютная влажность выражается въ миллиграммахъ.

Но такъ какъ при измѣреніи количества паровъ въ единицѣ объема нужно прибѣгнуть къ сложнымъ манипуляціямъ поглощенія паровъ гигроскопическими веществами, то обыкновенно опредѣляютъ не количество паровъ, а ихъ упругость, выражая ее въ миллиметрахъ ртутнаго столба. На основаніи закона Дальтона упругость смѣси паровъ съ воздухомъ равна суммѣ упругостей составляющихъ частей. Поэтому, если p — упругость влажнаго воздуха, f — упругость водяныхъ паровъ, содержащихся въ немъ, то p — f — упругость сухого воздуха. Масса паровъ въ единицѣ объема будетъ,

если чрезъ δ обозначить плотность воздуха при данной температурѣ,

$$m = 0.622\,\delta\,\frac{f}{p}.$$

Для того же воздуха, когда упругость паровъ f', масса паровъ въ единицѣ объема будетъ:

$$m_1 = 0.622\,\delta\,\frac{f'}{p}\,.$$

Отсюда

$$\frac{m}{m'} = \frac{f}{f^1}\,,$$

т. е. *массы паровъ въ единицѣ объема при неизмѣнной температурѣ пропорціональны ихъ упругостямъ*; слѣдовательно количества паровъ можно замѣнить ихъ упругостями.

Относительною влажностью называютъ отношеніе количества паровъ, содержащихся въ воздухѣ, къ тому количеству, которое содержалось бы въ немъ, если бы послѣдній былъ насыщенъ. Чтобы не имѣть дѣла съ дробями, обыкновенно относительную влажность выражаютъ въ процентахъ, т. е. отношеніе умножаютъ на 100. Тогда относительная влажность будетъ

$$E = \frac{m}{M} \times 100 = \frac{f}{F} \times 100,$$

если M—количество, а F—упругость насыщающихъ воздухъ при данной температурѣ паровъ.

Наконецъ удѣльною влажностью называется количество паровъ, содержащееся въ единицѣ массы воздуха, обыкновенно въ 1 килограммѣ. Связь между упругостью паровъ и удѣльною влажностью—очень проста:

$$Y = 0.622\,\frac{f}{p}$$

гдѣ Y — удѣльная влажность, f — упругость паровъ въ воздухѣ и p —упругость послѣдняго.

Для измѣренія влажности, какъ извѣстно изъ физики, служатъ гигрометры и психрометры. Для метеорологическихъ наблюденій единственно возможнымъ изъ этихъ приборовъ является психрометръ [1]), дающій возможность быстро опредѣлять одновременно два

---

[1]) Въ виду того, что психрометръ—важнѣйшій изъ всѣхъ метеорологическихъ приборовъ, полезно напомнить здѣсь сущность теоріи этого прибора. Съ поверхности одного изъ термометровъ его постоянно испаряется въ не насыщенномъ воздухѣ вода; когда количество затрачиваемой на испареніе воды тепловой энергіи, отнимаемой отъ охлаждающагося вслѣдствіе этого шарика, дѣлается равнымъ количеству поглощаемой изъ окружающаго, болѣе теплаго воздуха тепловой энергіи, показанія обоихъ термометровъ прибора

такихъ измѣнчивыхъ элемента,—какъ температура и влажность. Но такъ какъ при температурѣ ниже 0° показанія психрометра дѣлаются не надежными, то въ зимнее время для опредѣленія влажности на станціяхъ русской метеорологической сѣти пользуются еще волоснымъ гигрометромъ; послѣдній легко превратить въ гигрографъ (см. стр. 19), непрерывно записывающій всѣ измѣненія относительной влажности.

Такъ какъ въ волосномъ гигрометрѣ чувствительный органъ,—обезжиренный человѣческій волосъ,—подъ вліяніемъ загрязненія или отъ дѣйствія атмосферныхъ вліяній способенъ измѣнять свою чувствительность, то надъ гигрометромъ нуженъ постоянный контроль. Съ этою цѣлью его постоянно,—и въ лѣтнее время,—отсчитываютъ одновременно съ психрометромъ. При наступленіи холоднаго времени, когда психрометромъ пользоваться нельзя, ибо шарикъ смоченнаго термометра тогда покрывается корочкою льда, имѣющаго очень малую теплопроводность,—лучше всего всѣ одновременныя наблюденія по гигрометру и психрометру обработать способомъ, изложеннымъ на стр. 20, откладывая на графленной бумагѣ показанія одного прибора по оси абсциссъ,

---

дѣлаются *постоянными*. Тогда, если T—температура сухого термометра, t—температура смачиваемаго термометра, H—давленіе барометра, то $f=f_t-A\,(T-t)\,H$, гдѣ f—упругость пара, существующаго въ воздухѣ, f_t—упругость пара, насыщающаго воздухъ при температурѣ t смачиваемаго термометра, A — постоянная психрометра.

Въ самомъ дѣлѣ—количество тепла, поглощаемаго шарикомъ охлажденнаго испареніемъ термометра изъ окружающаго воздуха, по закону Ньютона будетъ пропорціонально разности температуръ и поверхности тѣла т. е. $Q'=a.(T-t)\,s$, гдѣ s—поверхность шарика и a—постоянная величина, равная количеству поглощаемаго единицею поверхности тепла при $T-t=1^\circ$. Въ то же время на испареніе воды по закону Дальтона шарикъ теряетъ количество тепла

$$Q''=k\frac{(f_t-f)}{H}\,s.$$

Такъ какъ температура смоченнаго термометра не мѣняется, то $Q'=Q''$; а тогда

$$a\,(T-t)=k\,\frac{(f_t-f)}{H}$$

или

$$f=f_t-\frac{a}{k}\,(T-t)\,H=f_t-A\,(T-t)\,H,$$

если $\frac{a}{k}=A$.

Было уже выше указано, что k—постоянная для закона Дальтона сильно зависитъ отъ скорости обмѣна паровъ съ окружающимъ воздухомъ. Тоже должно сказать и относительно a. Поэтому и A для психрометра нельзя считать постоянною. Изслѣдованія Зворыкина и др. показали, что A быстро возрастаетъ по мѣрѣ уменьшенія скорости движенія воздуха. Отсюда ясно, что показанія психрометра при слабыхъ вѣтрахъ наименѣе надежны; только тогда, когда скорость движенія воздуха около психрометра превзойдетъ 2–3 м. въ секунду, постоянная A уже настолько мало измѣняется при дальнѣйшихъ измѣненіяхъ скорости, что ее можно считать весьма близкою къ постоянству.

Всего выгоднѣе пользоваться психрометромъ при постоянной циркуляціи воздуха около прибора. Еще выгоднѣе и лучше условія для опредѣленія температуры и влажности въ психрометрѣ Асмана (стр. 105, рис. 39).

другого—по оси ординатъ; построенная по нанесеннымъ такимъ образомъ точкамъ кривая даетъ возможность по показаніямъ гигрометра всегда вычислить вѣрную относительную влажность.

42. **Распредѣленіе паровъ въ атмосферѣ по вертикали.** Въ виду уменьшенія температуры съ высотой и увеличенія влажности за счетъ паровъ, поступающихъ снизу,—при испареніи съ земной или водной поверхности, или съ растительнаго покрова,—надо ждать, что кверху содержаніе паровъ въ атмосферѣ должно быстро убывать; должны быстро убывать и амплитуды періодическихъ колебаній этихъ элементовъ параллельно съ убываніемъ амплитуды температурныхъ колебаній.

Легко можно было бы теоретически представить себѣ распредѣленіе паровъ по вертикали въ свободной атмосферѣ, если бы въ послѣдней отсутствовали періодическія и непеpіодическія температурныя колебанія во-первыхъ, восходящіе и нисходящіе потоки во-вторыхъ, диффузія паровъ снизу въ болѣе высокіе слои въ третьихъ. При этихъ ограниченіяхъ нѣтъ никакихъ основаній полагать, что законъ измѣненія упругостей для паровъ съ высотою будетъ чѣмъ-либо отличаться отъ закона измѣненія давленія воздуха съ высотою, и для упругостей паровъ на нѣкоторой высотѣ получается формула, совершенно аналогичная гипсометрической (стр. 29).

Послѣдняя, если считать температуру столба воздуха постоянной и отбросить поправочные члены, имѣла видъ

$$h = 18401 \lg \frac{B_0}{B},$$

или, если отъ логариѳмовъ перейти къ ихъ числамъ,

$$B = B_0 \times 10^{-\frac{h}{18401}}.$$

Соотвѣтственно этому для водяныхъ паровъ будетъ

$$f = f_0 \times 10^{-\frac{0.622\,h}{18401}} = f_0 \times 10^{-\frac{h}{29600}},$$

такъ какъ постоянная гипсометрической формулы будетъ обратно пропорціональна плотности среды; а плотность паровъ по отношенію къ воздуху—0.622. Здѣсь f — упругость паровъ на высотѣ h, f_0 — упругость паровъ при $h = 0$. Поэтому надо было бы ждать, что упругость паровъ въ свободной атмосферѣ убываетъ медленнѣе, чѣмъ давленіе воздуха. Изслѣдованія показали иное.

На основаніи данныхъ, полученныхъ на горныхъ станціяхъ для относительной влажности болѣе высокихъ слоевъ атмосферы Ханнъ этой формулѣ далъ видъ, достаточно хорошо согласующійся съ непосредственными наблюденіями

$$f = f_0 \times 10^{-\frac{h}{6300}}.$$

Для болѣе высокихъ слоевъ и для свободной атмосферы, гдѣ и температура измѣняется съ высотой иначе, чѣмъ на горныхъ станціяхъ, и безпрепятственно чередуются восходящіе и нисходящіе потоки, формула Ханна даетъ слишкомъ большія величины.

Предыдущее уравненіе, выражая высоты h въ км., можно переписать приближенно въ видѣ

$$f = f_0 \times 10^{-\frac{h}{6}}.$$

Зюрингъ на основаніи данныхъ для влажности, полученныхъ для болѣе высокихъ слоевъ атмосферы шарами-зондами или полетами, ввелъ въ послѣднее выраженіе еще поправочный членъ и далъ ему видъ

$$f = f_0 \times 10^{-\frac{h}{6}\left(1+\frac{h}{20}\right)}.$$

Эта послѣдняя формула очень хорошо согласуется съ данными наблюденій до наиболѣе высокихъ достигнутыхъ приборами слоевъ атмосферы.

Во всякомъ случаѣ, принять ли формулу Ханна или выраженіе Зюринга, изъ нихъ необходимо придти къ заключенію, что *упругости паровъ въ свободной атмосферѣ должны убывать гораздо быстрѣе, чѣмъ давленіе воздуха*. Давленіе воздуха сдѣлается равнымъ 0.1 его величины внизу на высотѣ около 18 км.; а для паровъ упругость уменьшится въ 10 разъ уже на высотѣ 6 км.,—въ 3 раза меньшей, чѣмъ для давленія воздуха.

Въ настоящее время о распредѣленіи паровъ по вертикали въ свободной атмосферѣ можно составить представленіе на основаніи изслѣдованій, произведенныхъ посредствомъ змѣевъ, шаровъ-зондовъ и т. п. Чтобы наблюденія дали истинную и ясную картину распредѣленія паровъ въ атмосферѣ, необходимо выразить содержаніе паровъ на искомой высотѣ въ видѣ *удѣльной влажности*. Въ самомъ дѣлѣ съ измѣненіемъ высоты уменьшается не только температура воздуха, вслѣдствіе чего долженъ измѣняться и объемъ, въ которомъ заключалось данное количество паровъ, но еще уменьшается и упругость воздуха. Поэтому, будемъ-ли выражать влажность количествомъ паровъ въ единицѣ объема или ихъ упругостью,—и то, и другое число не будутъ достаточно наглядно характеризовать дѣйствительное содержаніе паровъ въ воздухѣ на разныхъ высотахъ.

Слѣдующая таблица и кривая $У_m$ на черт. 68 представляютъ среднее изъ подъемовъ Германской воздухоплавательной обсерваторіи.

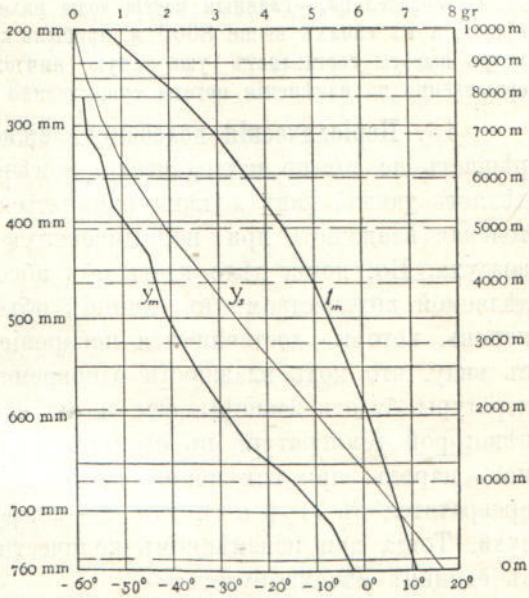
Высота надъ уровн. моря.	Уд. влажность.	Высота надъ уровн. моря.	Уд. влажность.
20 м.	5.86 гр.	5000 м.	1.18 гр.
1000 »	4.54 »	6000 »	0.67 »
2000 »	3.08 »	7000 »	0.30 »
3000 »	2.23 »	8000 »	0.22 »
4000 »	1.68 »		

Такимъ образомъ удѣльная влажность дѣйствительно быстро убываетъ вверхъ; на высотѣ 20 метровъ въ 1 килограммѣ воздуха содержится 5.86 грамма, а на высотѣ 8000 метровъ—всего только 0.22 грамма водяныхъ паровъ. Кривая $У_s$ на черт. 68, выражающая измѣненіе количества паровъ, нужныхъ для насыщенія 1 килограмма воздуха при температурѣ этой высоты, правильно падаетъ по вертикали и на высотѣ 10 километровъ доходитъ до сотыхъ долей грамма. Сравнивая двѣ кривыя $У_s$ и $У_m$, можно составить себѣ нѣкоторое понятіе объ измѣненіи и относительной влажности съ высотой. От-

носительная влажность чрезъ удѣльную влажность выразится отношеніемъ $У_m : У_s$; это отношеніе, какъ это видно по чертежу 68, будетъ наибольшее у поверхности земли и постепенно убываетъ вверхъ.

По ходу кривой $У_m$ видно далѣе, что удѣльная влажность понижается какъ бы скачками; такъ около $3^1/_2$—4, 5—6 и 8 клм. кривая становится почти параллельною оси ординатъ,—уменьшеніе влажности очень незначительно; на этихъ высотахъ дѣйствительно происходитъ чаще всего образованіе облаковъ.

Еще болѣе характерно распредѣленіе паровъ по вертикали по временамъ года. Конечно, лѣтомъ, когда температура болѣе высокая и испареніе наиболѣе сильно, количество паровъ въ нижнихъ слояхъ должно быть значительно больше, чѣмъ зимою, когда температура низкая и испареніе ничтожное. Но такъ какъ амплитуды температурныхъ колебаній ~~влажности~~ съ высотой должны убывать, то эта разница въ верхнихъ слояхъ должна сглаживаться.



Черт. 68. Измѣненіе удѣльной влажности отъ поверхности земли до 10 км. высоты (кривая $У_m$). Справа—шкала высотъ въ м., слѣва шкала давленій воздуха въ мм. Кривая $У_s$—удѣльная влажность насыщеннаго на данной высотѣ воздуха; кривая t_m — среднія температуры воздуха для данной высоты. Сверху—шкала удѣльныхъ влажностей въ грм. на 1 кгр. воздуха; внизу — шкала температуръ.

Если влажность съ высотой быстро уменьшается, то должно уменьшаться и общее количество воды, заключающееся ~~во всей толщѣ~~ в слоѣ толщиной в 1 км. воздуха, по мѣрѣ удаленія отъ земной поверхности. Бецольдъ даетъ слѣдующую таблицу, показывающую количества воды въ столбѣ воздуха съ сѣченіемъ въ 1 кв. метръ отъ поверхности почвы до различныхъ высотъ.

Выс. столба отъ поверхн. земли.	Килогр. воды.	Разности [1]).	Выс столба отъ поверхн. земли.	Килогр. воды.	Разности [1]).
до 1000 м.	6.34	6.34	до 5000 м.	15.38	1.15
» 2000 »	10.14	3.80	» 6000 »	15.99	0.61
» 3000 »	12.60	2.44	» 7000 »	16.30	0.31
» 4000 »	14.23	1.63	» 8000 »	16.42	0.12

Изъ этой таблицы видно, что въ столбѣ отъ 0 до 1000 метровъ заключается 6.34 килограмма воды, или 39% всего ея количества въ данномъ

[1]) Этотъ столбецъ даетъ приращеніе количества паровъ на каждый км. высоты.

столбѣ: въ такомъ же столбѣ между 7000 и 8000 метровъ всего только 0.12 килограммовъ, или только 0,7% всего ея количества. Въ слоѣ до 3500 км. содержится 90% всего количества воды въ атмосферѣ.

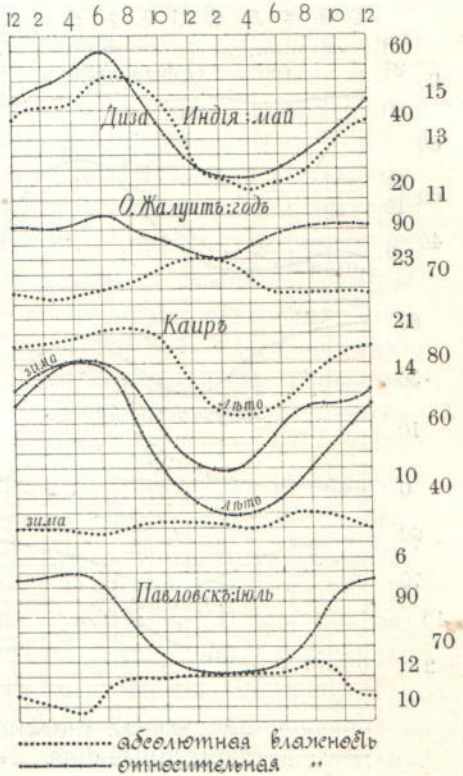
Слѣдовательно,—главныя массы воды находятся въ нижнихъ слояхъ атмосферы, а въ слояхъ выше 8000 м. прибыль количества воды на цѣлый километръ высоты составляетъ уже такую ничтожную величину, которая непосредственно на измѣненія погоды существенно вліять не можетъ.

43. **Періодическія колебанія влажности.** Законъ Дальтона предрѣшаетъ не только періодическія измѣненія испаренія; онъ опредѣляетъ также, какъ должна измѣняться и абсолютная, и относительная влажность при періодическихъ измѣненіяхъ температуры воздуха. Но, когда дѣло идетъ объ абсолютной влажности, опредѣляемой количествомъ въ единицѣ объема воздуха тѣхъ самыхъ паровъ, которые доставляются испареніемъ, то необходимо имѣть въ виду, что ходъ влажности одновременно съ измѣненіями температуры будетъ зависѣть еще и отъ другой величины. Пусть при нѣкоторой температурѣ въ единицѣ объема воздуха было m граммовъ паровъ; при измѣненіи температуры на t^0 единица объема превратится въ $(1 + a\,t)$, гдѣ a—коэффиціентъ расширенія воздуха. Тогда при неизмѣнномъ количествѣ паровъ это количество въ единицѣ объема будетъ:

$$m' = \frac{m}{1 + at} = m - mat,$$

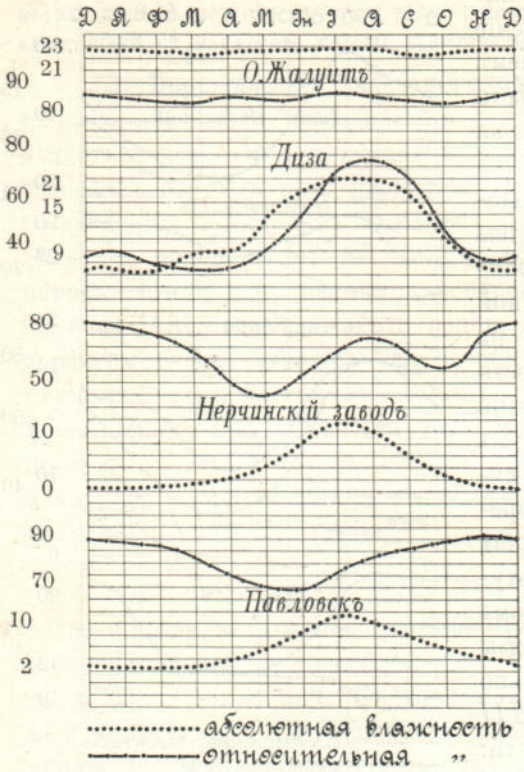
если, выполнивъ дѣленіе, отбросить по малости a его высшія степени. Такъ какъ для влажнаго воздуха можно считать $a = 0.004$, то $m' = m - 0.004\,mt$. Въ томъ случаѣ, когда имѣется достаточный запасъ воды для испаренія, количество паровъ, доставляемыхъ испареніемъ, будетъ достаточно для того, чтобы не только покрыть величину $0.004\,mt$, но и даже превзойти ее. При этомъ условіи m' съ возрастаніемъ температуры будетъ также расти, и абсолютная влажность будетъ имѣть ходъ, одинаковый съ температурою, возрастая вмѣстѣ съ ея возрастаніемъ, убывая при ея убываніи. Наоборотъ—въ томъ случаѣ, когда запасы воды для испаренія не велики, количество доставляемыхъ испареніемъ водяныхъ паровъ можетъ оказаться недостаточнымъ для пополненія величины $0.004\,mt$; очевидно, что въ этомъ случаѣ m' съ возрастаніемъ температуры можетъ начать уменьшаться, и тогда абсолютная влажность будетъ имѣть ходъ, обратный температурѣ. При этомъ предполагается однако, что въ атмосферѣ отсутствуютъ восходящіе и нисходящіе потоки, могущіе перемѣшивать воздухъ и этимъ перемѣшиваніемъ вносящіе въ правильный ходъ измѣненій влажности рядъ осложненій. Точно также и періодическія измѣненія вѣтра кореннымъ образомъ могутъ нарушать правильный ходъ влажности.

Наблюденія и показываютъ, что въ дѣйствительности періодическія измѣненія абсолютной влажности въ суточномъ и годовомъ ходѣ,—особенно на сушѣ,—не такъ правильны, какъ можно было бы предполагать это теоретически. Тамъ, гдѣ имѣется въ наличности непрерывный притокъ паровъ, упругость паровъ въ теченіе сутокъ растетъ съ повышеніемъ температуры. Это имѣетъ мѣсто вообще на океанахъ и отчасти на сушѣ, — въ послѣднемъ случаѣ тогда, когда температурныя колебанія малы и нагрѣваніе почвы слабо. Примѣромъ этого *I-го типа* суточнаго хода абсолютной влажности можетъ служить на черт. 69 кривая для поверхности океановъ (небольшіе, отдѣльные острова, напр. о. Жалуитъ). Въ рѣдкихъ случаяхъ въ очень сухихъ мѣстностяхъ и въ сухое время года абсолютная влажность имѣетъ ходъ, обратный температурѣ; это—*типъ II.* Примѣромъ можетъ служить кривая для Дизы (Индія) на черт. 69. Нормально на сушѣ наблюдается *типъ III* измѣненій абсолютной влажности: *она обнаруживаетъ въ теченіе сутокъ два максимума* (около 9 ч. у. и 8—10 ч. в.) *и два минимума* (одновременно съ минимумомъ температуры и около 3—4 ч. дня); наиболѣе рѣзко этотъ типичный для суши ходъ влажности выраженъ лѣтомъ; въ ясные дни онъ рѣзче, чѣмъ въ пасмурные. Причина этого болѣе сложнаго характера суточныхъ измѣненій влажности — именно перемѣшиваніе различныхъ по высотѣ, а слѣдовательно и по содержанію паровъ слоевъ воздуха струями восходящихъ и нисходящихъ потоковъ. Въ часы наибольшей инсоляціи отъ нагрѣтой поверхности почвы струями поднимается вверхъ нагрѣтый и сравнительно обогащенный парами воздухъ; на мѣсто его, стремясь заполнить возникшее разрѣженіе, опускаются струями же болѣе высокіе, менѣе богатые парами слои воздуха. Струи встрѣчаются, не доходя до



Черт. 69. Суточныя колебанія абсолютной и относительной влажностей.

земной поверхности, происходитъ перемѣшиваніе воздуха и влажность абсолютная падаетъ, пока инсоляція не ослабѣетъ настолько, что эти струи исчезнутъ; тогда снова доставляемые испареніемъ запасы паровъ увеличиваютъ абсолютную влажность до второго максимума. Примѣромъ можетъ служить кривая на черт. 69 для Павловска. На горахъ, отдѣльно стоящихъ, наблюдается наконецъ ходъ влажности, одинаковый съ типомъ I. Но причина правильности измѣненій влажности здѣсь—иная; это—сильные восходящіе потоки по склонамъ горъ, приносящіе въ полуденные часы снизу въ болѣе высокіе слои воздухъ, богатый парами. Что здѣсь дѣло именно въ восходящихъ по склонамъ горъ потокахъ воздуха, видно, между прочимъ, изъ того, что у подошвы такихъ горъ наблюдается уже обычный ходъ влажности.



Черт. 70. Годовыя колебанія абсолютной и относительной влажностей.

Съ высотою въ свободной атмосферѣ амплитуда суточныхъ колебаній абсолютной влажности уменьшается, суточный ходъ измѣненій упругости паровъ упрощается и приближается въ болѣе высокихъ слояхъ, какъ показываютъ подъемы шаровъ-зондовъ, къ I океаническому типу измѣненій влажности.

Годовой ходъ измѣненій абсолютной влажности вообще,—даже на материкахъ,—приближается къ теоретическому и одинаковъ съ ходомъ температуры,—съ максимумомъ и минимумомъ, совпадающими близко съ температурными. Примѣрами могутъ служить кривыя на черт. 70 для нѣсколькихъ пунктовъ.

Относительная влажность, которая по опредѣленію будетъ отношеніе $\frac{m}{M}$ 100, очевидно зависитъ и отъ m, и отъ M. Если

растетъ быстрѣе m, ходъ ея будетъ одинаковъ съ температурой; если растетъ быстрѣе M,—количество паровъ, нужныхъ для насыщенія воздуха при данной температурѣ, то относительная влажность должна имѣть ходъ, обратный ходу температуры. Но M вообще растетъ гораздо быстрѣе m; а потому относительная влажность должна была бы уменьшаться при повышеніи температуры, увеличиваться при ея пониженіи какъ въ суточномъ, такъ и въ годовомъ ходѣ. Кромѣ температуры на относительную влажность могутъ вліять еще впрочемъ, и другія обстоятельства,—напр. осадки.

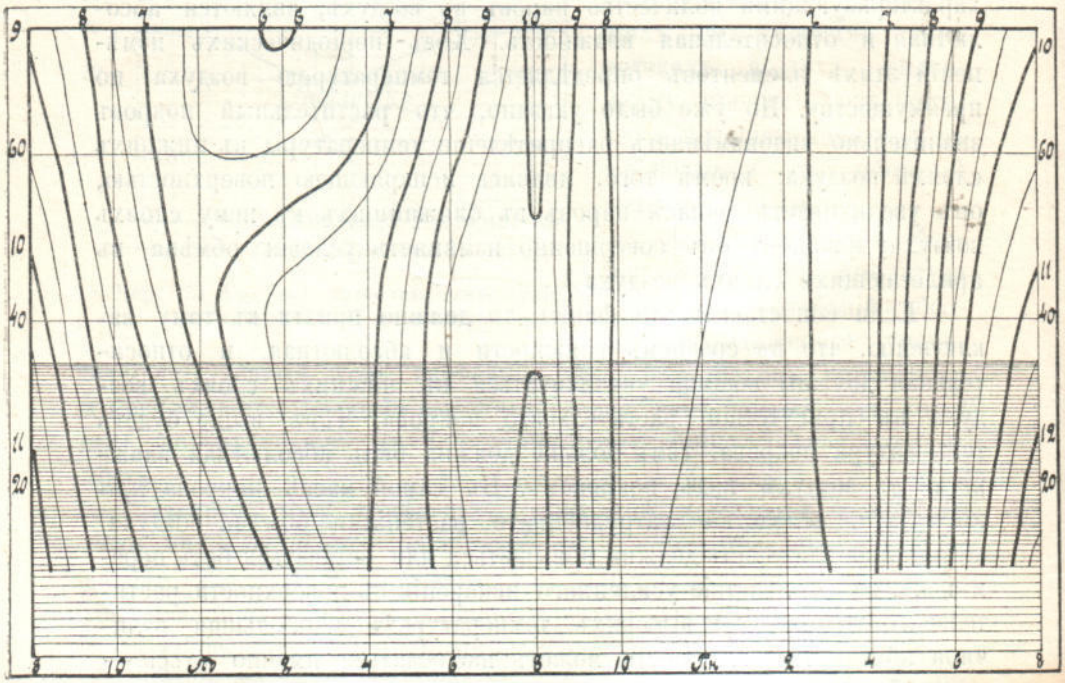
Наблюденія показываютъ, что суточныя измѣненія относительной влажности имѣютъ дѣйствительно ходъ, обратный температурѣ; только въ рѣдкихъ случаяхъ получается отступленіе отъ этого (на отдѣльныхъ горахъ по причинамъ, указаннымъ выше). Примѣры даны на черт. 69. Годовой ходъ относительной влажности сложенъ и не можетъ быть подведенъ къ небольшому числу простыхъ типовъ: мѣстныя причины, вѣтры и т. п. обстоятельства слишкомъ сильно вліяютъ на него. Черт. 70 даетъ годовой ходъ относительной влажности для нѣкоторыхъ мѣстностей.

44. **Вліяніе растительнаго покрова на влажность.** Элементами, характеризующими количество паровъ въ воздухѣ, являются абсолютная и относительная влажность. Ходъ періодическихъ измѣненій этихъ элементовъ опредѣляется температурою воздуха по преимуществу. Но уже было указано, что растительный покровъ значительно видоизмѣняетъ распредѣленіе температуры въ нижнихъ слояхъ воздуха; кромѣ того, являясь испаряющею поверхностью, онъ увеличиваетъ запасъ паровъ въ ближайшихъ къ нему слояхъ воздуха; наконецъ онъ совершенно измѣняетъ условія обмѣна въ прилегающихъ слояхъ воздуха.

Если сопоставить эти факты, то должно придти къ тому заключенію, что въ среднемъ влажности и абсолютная, и относительная должны вообще увеличиваться въ нижнихъ слояхъ воздуха въ присутствіи растительнаго покрова. Чѣмъ выше будетъ температура покрова, тѣмъ больше должна быть абсолютная влажность въ воздухѣ надъ покровомъ. Въ самой массѣ покрова *при инсоляціи*, вслѣдствіе затрудненнаго растеніями обмѣна воздуха, абсолютная влажность должна повышаться или оставаться безъ перемѣны. Рѣже вслѣдствіе усиленнаго испаренія съ поверхности растительнаго покрова при высокихъ температурахъ наибольшая величина абсолютной влажности можетъ наблюдаться именно здѣсь,—на этой поверхности. Вверхъ отъ покрова она обычно днемъ падаетъ. Относительная влажность, вслѣдствіе безпрепятственнаго об-

мѣна паровъ съ сосѣдними слоями воздуха надъ покровомъ и значительно затрудненнаго среди послѣдняго, обыкновенно при инсоляціи—наибольшая вблизи почвы, среди покрова или рѣже на самой поверхности покрова. Надъ покровомъ она можетъ съ высотой и уменьшаться, и, рѣже, увеличиваться въ зависимости отъ того, мѣняется ли быстрѣе абсолютная влажность, или температура.

При излученіи наименьшая величина абсолютной влажности въ зависимости отъ температуры здѣсь должна быть у почвы или на поверхности покрова; если температура на поверхности покрова понизилась настолько, что пары начали конденсироваться въ воду, ясно, что абсолютная влажность здѣсь будетъ уже уменьшаться по сравненію съ слоями, гдѣ конденсація еще не наступила. Не маловажное значеніе имѣетъ и обмѣнъ воздуха, или подтеканіе внизъ воздуха, охлажденнаго излученіемъ вблизи поверхности покрова: и въ томъ, и въ другомъ случаѣ измѣненія влажности по вертикали будутъ въ извѣстной мѣрѣ сглажены. Относительная влажность при излученіи или будетъ наибольшая у поверхности растительнаго покрова, или отсюда увеличивается къ почвѣ; надъ по-



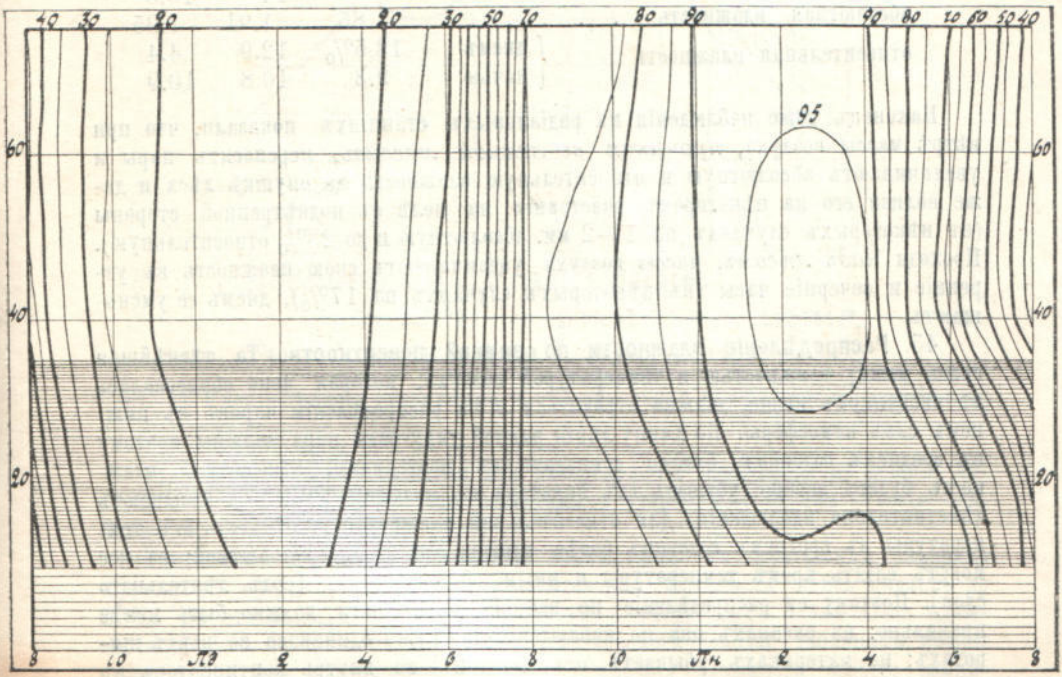
Черт. 71. Распредѣленіе абсолютныхъ влажностей въ нижнихъ слояхъ воздуха въ присутствіи покрова (куртина изъ сосенъ въ питомникѣ); на 35 см. высоты—плотно сомкнутая поверхность хвои.

кровомъ она или увеличивается, или уменьшается въ зависимости отъ того, достигли ли при наблюдаемыхъ температурахъ пары конденсаціи или нѣтъ.

Наибольшее вліяніе растительный покровъ на влажность обнаруживаетъ въ ясные дни и при тихой погодѣ; въ пасмурные дни или при вѣтрѣ и вліяніе покрова выражено менѣе рѣзко.

Всѣ отмѣченные здѣсь факты имѣютъ мѣсто какъ для травяного покрова, такъ и для лѣса.

Вообще всѣ вопросы, сюда относящіеся, за послѣднее время были обстоятельно разработаны и при наблюденіяхъ получили опытное подтвержденіе въ изслѣдованіи Рудовица, гдѣ приведены ряды примѣровъ въ подтвержденіе сказаннаго. Здѣсь можно привести черт. 71 и 72, прекрасно иллюстрирующіе наиболѣе типичный случай вліянія сосноваго молодого насажденія на влажность. Изоплеты влажности построены на основаніи ежечасныхъ наблюденій на разныхъ высотахъ. На чертежахъ видно ясно, что для абсолютной влажности минимумъ наблюдается ночью вблизи покрова, днемъ—тоже минимумъ (ср. стр. 114) вблизи покрова; максимумъ вблизи покрова утромъ и вечеромъ. Для относительной влажности области наивысшей и наинизшей влажностей совпадаютъ съ временемъ наибольшихъ температуръ (ср. съ чер. 45, стр. 115). Какъ и въ случаѣ температуры, всѣ измѣненія послѣдовательно распространяются вверхъ и внизъ отъ дѣятельнаго слоя т. е. поверхности покрова.



Черт. 72. Распредѣленіе относительныхъ влажностей въ нижнихъ слояхъ воздуха въ присутствіи покрова (куртина изъ сосенъ въ питомникѣ); на 35 см. высоты—плотно сомкнутая поверхность хвои.

Изъ сказаннаго слѣдуетъ заключить, что лѣсъ, дѣйствующій какъ и всякій растительный покровъ, по сравненію съ окружающими мѣстностями всегда будетъ увлажнять воздухъ, будетъ способствовать сохраненію влажности, уменьшая ея колебанія. Изслѣдованія въ этомъ направленіи показали дѣйствительно, что лѣсъ вообще дѣйствуетъ на влажность именно такимъ образомъ.

Такъ по наблюденіямъ лѣсныхъ опытныхъ станцій въ Пруссіи относительная влажность лѣса оказалась больше той же величины для сосѣдняго поля въ различныхъ древесныхъ породахъ на слѣдующія величины:

	разность лѣсъ—поле:		
	сосна	ель	букъ
среднее годовое . .	5%	4	3.5
наибольшая. . . .	14 (лѣто)	7.5 (лѣто)	10 (лѣто)
наименьшая . . .	1 (зима)	0.4 (зима)	—2.5 (весна).

При наблюденіяхъ въ Велико-Анадольскомъ лѣсн. (Екатериносл. губ.) лѣтомъ иногда относительная влажность въ лѣсу была больше, чѣмъ на полѣ, на 19%. Наблюденія на Австрійскихъ опытныхъ станціяхъ показали, что при затишьи лѣтомъ на различныхъ высотахъ въ буковомъ лѣсу и на полѣ было:

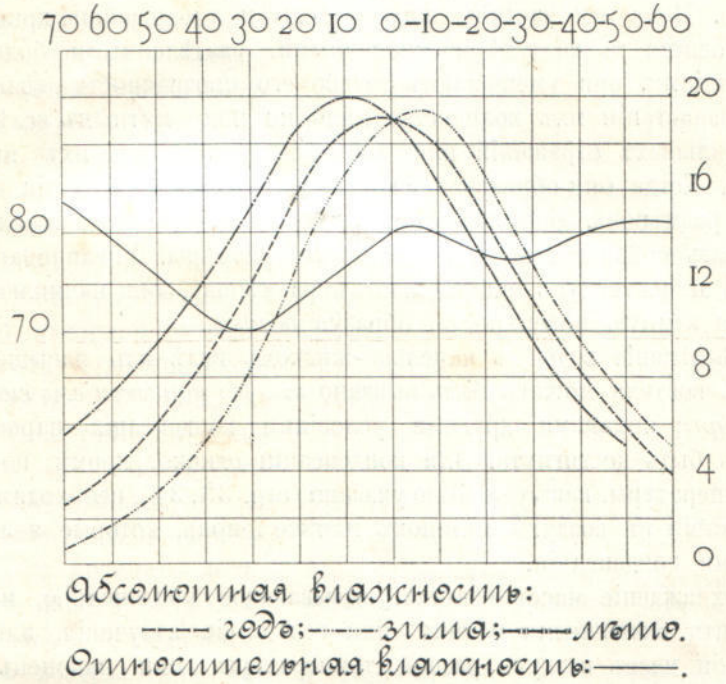
		разность лѣсъ—поле:		
высота надъ почвою въ м.		5	11	15.5
абсолютная влажность		1.85	1.91	1.95
относительная влажность	днемъ	13.5%	12.9	4.4
	ночью	9.3	10.8	10.9

Наконецъ тѣже наблюденія на радіальныхъ станціяхъ показали, что при вѣтрѣ массы воздуха, *проникая въ лѣсной массивъ*, переносятъ пары и увеличиваютъ абсолютную и относительную влажность на опушкѣ лѣса и даже вблизи его на нѣкоторомъ разстояніи на полѣ съ подвѣтренной стороны (въ нѣкоторыхъ случаяхъ на 1—2 мм. абсолютную и до 23% относительную). Проходя *надъ лѣсомъ*, массы воздуха увеличиваютъ свою влажность въ утренніе и вечерніе часы (въ нѣкоторыхъ случаяхъ на 17%), днемъ ее уменьшаютъ.

45. **Распредѣленіе влажности по земной поверхности.** Та тѣснѣйшая связь между влажностью и температурой воздуха, которая ясно обрисовалась въ сказанномъ выше, должна отразиться и на распредѣленіи паровъ въ нижнемъ слоѣ атмосферы. По Ханну линіи равной упругости пара должны поэтому въ среднемъ годовомъ близко совпадать съ изотермами, абсолютная влажность будетъ вообще убывать отъ экватора къ полюсамъ, и это показываютъ дѣйствительно наблюденія. Для относительной влажности зависимость отъ температуры въ среднемъ годовомъ болѣе сложна, чѣмъ для абсолютной; на нее могутъ вліять кромѣ температуры и иныя обстоятельства (родъ дѣятельнаго слоя). Поэтому ея распредѣленіе по земной поверхности должно быть менѣе правильно: на океанахъ она по наблюденіямъ близко одинакова во всѣхъ широтахъ; на материкахъ убываетъ отъ береговъ во внутрь континентовъ въ низкихъ широтахъ; въ болѣе высокихъ широтахъ тоже наблюдается лѣтомъ; зимою же, вслѣдствіе сильнаго охлажденія материковъ, она увеличивается отъ

береговъ къ срединѣ континентовъ. Вообще можно, по Ханну, формулировать кратко зависимость распредѣленія влажности отъ температуры такъ: *абсолютная влажность возрастаетъ въ нижнемъ слоѣ воздуха тамъ, гдѣ растетъ температура, относительная убываетъ, и обратно.*

Арреніусъ вычислилъ нормальныя среднія годовыя для абсолютной и относительной влажности по широтамъ такъ же, какъ это сдѣлано для температуръ. Черт. 73 даетъ на основаніи этихъ чиселъ для влажности распредѣленіе по широтамъ. Если его сопоставить съ черт. 62 (стр. 140) и съ тѣмъ, что было сказано о распредѣленіи температуръ по широтамъ, то видно, что дѣйствительно и здѣсь абсолютная влажность слѣдуетъ за температурой: на термическомъ экваторѣ она наибольшая, у полюсовъ наименьшая; максимумъ ея перемѣщается вмѣстѣ съ перемѣщеніемъ термическаго экватора.



Черт. 73. Распредѣленіе абсолютной и относительной влажностей по широтамъ.

Удовлетворительныя изолиніи для распредѣленіи влажности по земной поверхности имѣются только для нѣкоторыхъ отдѣльныхъ странъ (Россія—см. Климатол. Атл. Н. Гл. Физ. Обс.).

Наименьшія величины влажности наблюдались въ пустыняхъ сѣверной Африки: въ среднемъ мѣсячномъ относительная влажность здѣсь падаетъ до 20%. Въ отдѣльныхъ случаяхъ и въ другихъ мѣстностяхъ наблюдались влажности до 15—10%; попадающіяся въ метеорологическихъ таблицахъ цифры ниже этихъ при настоящихъ методахъ измѣренія влажности вообще сомнительны.

46. **Конденсація паровъ; ея различные случаи.** До сихъ поръ разсматривались только тѣ пары, которые еще не достигли состоянія насыщенія. Но свыше нѣкотораго предѣльнаго количества или нѣкоторой предѣльной упругости пары въ воздухѣ при данной температурѣ содержаться вообще не могутъ. Какъ только воздухъ достигъ такой предѣльной упругости паровъ или предѣльнаго ихъ количества, онъ *насыщенъ* водяными парами.

Если какимъ бы то ни было образомъ воздухъ переходитъ черезъ состояніе насыщенія, пары изъ него выдѣляются въ капельно-жидкомъ видѣ, *конденсируются*. Когда образовавшіяся такимъ образомъ частицы воды достигнутъ 0°, онѣ перейдутъ въ твердое состояніе. Пока эти частицы жидкой воды или мельчайшіе кристаллы льда носятся въ воздухѣ обособленными, раздѣленными большими разстояніями, они уменьшаютъ только его прозрачность, дѣлая его при возрастаніи ихъ количества мало по малу мутнымъ вслѣдствіе неправильныхъ отраженій или диффузіи свѣта отъ ихъ поверхностей. Когда они образуютъ скопленія, иногда достигающія огромныхъ размѣровъ, они являются намъ *облаками*, продолжая еще сохранять сравнительно незначительные размѣры. Увеличиваясь въ объемѣ и достигнувъ значительныхъ размѣровъ, они начинаютъ падать на земную поверхность, образуя *осадки*.

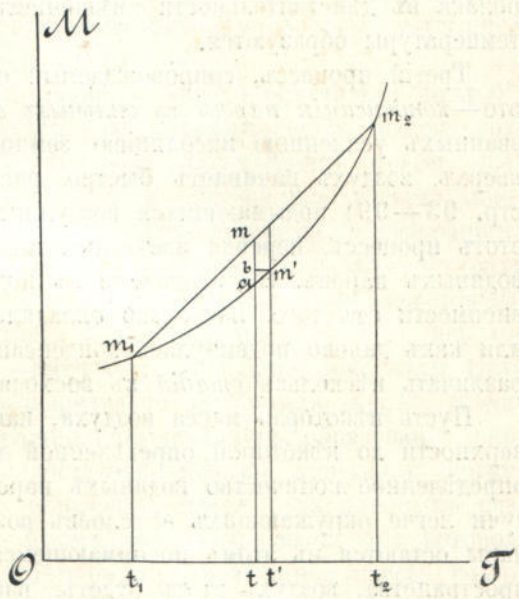
Выдѣленіе воды въ капельно-жидкомъ видѣ изъ насыщеннаго паромъ воздуха можетъ быть вызвано *только пониженіемъ его температуры*; никакими другими условіями конденсація паровъ не можетъ быть достигнута. Для конденсаціи однако, кромѣ пониженія температуры, какъ уже было указано (стр. 33, 34), необходимо еще присутствіе въ воздухѣ пылинокъ или же іоновъ, которые являются центрами конденсаціи.

Охлажденіе массъ воздуха, вызывающее конденсацію, можетъ произойти различными путями: или вслѣдствіе излученія, или при смѣшеніи массъ воздуха разной температуры, или наконецъ при поднятіи воздуха въ восходящемъ потокѣ.

Нерѣдко можно наблюдать, что на почвѣ, покрытой густою растительностью,—особенно послѣ дождя, къ вечеру, при тихой погодѣ появляется слой тумана, разстилающійся плотною, бѣлою пеленою надъ самою почвой или надъ растительностью; *вечернее охлажденіе почвы или травы вслѣдствіе лучеиспусканія* настолько понижаетъ въ этомъ случаѣ температуру воздуха, что этотъ послѣдній, перейдя черезъ точку насыщенія, выдѣляетъ избытокъ своей воды въ видѣ капелекъ и образуетъ слой тумана. Подобные поземные туманы, стелющіеся густою пеленою по поверхности

земли,—обычное явленіе на низкихъ и болотистыхъ мѣстахъ. Эти туманы—именно простѣйшій случай конденсаціи водяныхъ паровъ.

Второй возможный случай, приводящій къ конденсаціи и который въ дѣйствительности наблюдается,—это *смѣшеніе двухъ воздушныхъ массъ разной температуры, близкихъ къ насыщенію.* Случай этотъ есть слѣдствіе того основного факта, что количество паровъ, нужныхъ для насыщенія даннаго объема воздуха, растетъ быстрѣе, чѣмъ температура, и обратно. На этомъ основаніи Гуттономъ было формулировано положеніе, составляющее прямое слѣдствіе этого основного факта; *для двухъ смѣшивающихся, весьма близкихъ къ насыщенію массъ воздуха абсолютная влажность смѣси всегда будетъ меньше полусуммы абсолютныхъ влажностей смѣшивающихся массъ.* Исходя изъ положенія Гуттона, легко даже графически, не только численно опредѣлить количество конденсировавшихся въ каждомъ данномъ случаѣ смѣшенія паровъ. Въ самомъ дѣлѣ, если на оси абсциссъ (черт. 74) отложить температуры, а на оси ординатъ количество паровъ, нужныхъ для насыщенія единицы объема воздуха при данной температурѣ, то получится кривая $m_1m'm_2$. Пусть температура одного куб. метра воздуха и количество паровъ, нужныхъ для насыщенія при этой температурѣ воздуха, соотвѣтственно будутъ t_1 и m_1; пусть затѣмъ съ этимъ воздухомъ приходитъ въ прикосновеніе другой, для котораго соотвѣтственно температура и количество паровъ—t_2 и m_2. При смѣшеніи этихъ массъ въ равныхъ количествахъ получится температура смѣси $t = \frac{t_1+t_2}{2}$ и количество паровъ въ единицѣ объема $\frac{m_1+m_2}{2} = m$ (ордината mt); а такъ какъ количество паровъ, нужныхъ для насыщенія при температурѣ t, меньше m (ордината at), то избытокъ (отрѣзокъ am) дол-



Черт. 74. Опредѣленіе графически количества паровъ, конденсирующихся при смѣшеніи воздушныхъ массъ.

*

женъ выдѣлиться въ капельножидкомъ видѣ. На самомъ дѣлѣ температура смѣси будетъ не t, а нѣкоторая t′,—выше, чѣмъ t, потому что конденсація паровъ сопровождается выдѣленіемъ теплоты парообразованія; количество паровъ, насыщающихъ при этой температурѣ воздухъ, будетъ m′. Тогда, проводя прямую m′b, параллельную оси абсциссъ, легко видѣть, что количество паровъ, соотвѣтствующее отрѣзку mb, выдѣлится въ капельножидкомъ видѣ. Изслѣдованія Бецольда этимъ именно методомъ показали, что значительныхъ осадковъ путемъ смѣшенія не можетъ образоваться; но облака въ дѣйствительности смѣшеніемъ массъ воздуха различной температуры образуются.

Третій процессъ, сопровождаемый образованіемъ жидкой воды, это—*конденсація паровъ въ сильныхъ восходящихъ потокахъ*, вызванныхъ усиленною инсоляціею земной поверхности. Подымаясь вверхъ, воздухъ начинаетъ быстро расширяться; охлажденіе (см. стр. 93—99) подымающихся воздушныхъ массъ, сопровождающее этотъ процессъ, перейдя извѣстный предѣлъ, ведетъ къ конденсаціи водяныхъ паровъ, содержащихся въ поднимающемся потокѣ. Въ зависимости отъ того, насколько охладился поднимающійся воздухъ или какъ далеко подвинулась конденсація водяныхъ паровъ, можно различать нѣсколько *стадій* въ восходящемъ потокѣ.

Пусть нѣкоторая масса воздуха, нагрѣтаго вблизи земной поверхности до нѣкоторой опредѣленной температуры и содержащаго опредѣленное количество водяныхъ паровъ, начала подниматься, будучи легче окружающихъ ее слоевъ воздуха. До тѣхъ поръ, пока пары остаются въ этомъ поднимающемся воздухѣ не насыщающими пространства, воздухъ этотъ будетъ, расширяясь, охлаждаться по адіабатическому закону и температура данной массы воздуха будетъ падать на 1^0 на каждые 100 метровъ поднятія. Это будетъ *первая,—сухая стадія* процесса поднятія, характеризующаяся тѣмъ, что поднимающаяся масса состоитъ только изъ воздуха и водяныхъ паровъ, не насыщающихъ пространство; вертикальный температурный градіентъ въ теченіе всей этой стадіи равенъ единицѣ (—1).

Какъ только температура поднимающейся массы воздуха понизится настолько, что пары, содержащіеся въ ней, перейдутъ черезъ точку насыщенія, наступаетъ при температурахъ выше 0^0 *вторая,—дождевая стадія*; она характеризуется тѣмъ, что къ двумъ составнымъ частямъ сухой стадіи поднимающагося воздуха при переходѣ его въ дождевую стадію прибавляется еще жидкая вода, образовавшаяся изъ паровъ, перешедшихъ въ капельножидкое состояніе. Смотря по тому, будетъ ли образующаяся вода увлекаться цѣли-

комъ поднимающимися массами, или же будетъ выдѣляться изъ нихъ, падая внизъ, дождевая стадія распадается на двѣ фазы: фазу только образованія облаковъ или фазу не только образованія облаковъ, но и выпаденія изъ нихъ дождя. Во всякомъ случаѣ законъ измѣненія темературы въ этой дождевой стадіи восходящаго потока будетъ отличаться отъ сухой стадіи; выдѣляющаяся при конденсаціи теплота парообразованія, покрывая до извѣстной степени охлажденіе отъ уменьшенія упругости, уменьшитъ температурный градіентъ въ этой стадіи до $0^0,5$ и даже меньше; и величина этого градіента будетъ мѣняться съ измѣненіемъ температуры воздушной массы.

Температура воздуха при поднятіи можетъ опуститься ниже 0^0, при насыщеніи въ этомъ случаѣ для поднимающейся массы воздуха можетъ наступить одна изъ двухъ дальнѣйшихъ стадій процесса поднятія. Если предварительно поднимавшійся воздухъ прошелъ чрезъ дождевую стадію, сопровождавшуюся образованіемъ болѣе или менѣе крупныхъ капель воды, тогда при температурахъ ниже 0^0 вода можетъ нѣкоторое время оставаться *не замерзшею*. Но, когда охлажденіе достигаетъ извѣстнаго предѣла, вода переходитъ въ твердое состояніе,—замерзаетъ въ ледяные кристаллы. Если водяныя капли достигли предварительно болѣе или менѣе значительныхъ размѣровъ и достаточно переохладились, образованіе кристалловъ льда можетъ пойти достаточно быстро, кристаллы могутъ начать быстро смерзаться и образовать массы льда крупныхъ размѣровъ въ видѣ града. Это будетъ *стадія градовая*, при которой, кромѣ воздуха и насыщеннаго пара, поднимающіяся массы содержатъ еще капельно-жидкую воду въ переохлажденномъ состояніи, а въ моментъ образованія града—и твердый ледъ. Температурный вертикальный градіентъ здѣсь явно одинаковъ съ дождевой стадіей при прочихъ равныхъ условіяхъ.

Особенно легко образованіе града можетъ пойти въ томъ случаѣ, если массы воздуха, содержащаго переохлажденную воду, встрѣтятъ при своемъ движеніи слой какимъ либо путемъ образовавшихся здѣсь ранѣе кристалловъ льда. Затвердѣваніе переохлажденныхъ массъ воды можетъ пойти такъ быстро и такъ причудливо, что этимъ путемъ могутъ возникнуть самыя странныя и разнообразныя формы градинъ.

Въ томъ случаѣ, когда воздухъ насыщенъ водяными парами при температурѣ ниже 0^0 или охлаждается медленно ниже 0^0, можетъ наступить выдѣленіе ледяныхъ кристалловъ безъ образованія водяныхъ капель. Это будетъ *стадія снѣговая*, отличающаяся отъ

градовой присутствіемъ вмѣсто жидкой или переохлажденной воды, льда, т. е. воды въ твердомъ состояніи. Такъ какъ теперь, очевидно, должно выдѣляться тепло плавленія, то ясно, что вертикальный температурный градіентъ при прочихъ равныхъ условіяхъ здѣсь меньше, чѣмъ въ дождевой или градовой стадіи при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ [1]).

Коренное различіе между четырьмя этими стадіями процесса поднятія воздушныхъ массъ состоитъ въ томъ, что въ то время, какъ въ сухой стадіи идетъ прямое охлажденіе поднимающагося воздуха или нагрѣваніе въ случаѣ его опусканія, въ дождевой стадіи къ этому процессу адіабатическаго охлажденія или нагрѣванія присоединяется еще выдѣляемая конденсаціею теплота перехода изъ газообразнаго въ жидкое состояніе или обратно (теплота испаренія). Въ снѣговой стадіи присоединится къ этому процессу еще и теплота плавленія.

47. **Строеніе тумана и облаковъ; процессы ихъ образованія.** Изъ сказаннаго выше вытекаетъ, что наблюдаемыя въ атмосферѣ формы облаковъ должны быть по своему строенію раздѣлены на двѣ категоріи: облака изъ воды въ жидкомъ видѣ и облака изъ ледяныхъ кристалловъ.

При подъемахъ на горы, равно какъ и полетахъ воздухоплавателей на воздушныхъ шарахъ неоднократно констатированъ былъ фактъ, что строеніе облака первой категоріи, т. е. изъ воды въ жидкомъ видѣ, когда наблюдатель окруженъ имъ со всѣхъ сторонъ, ничѣмъ не отличается отъ обыкновеннаго тумана, наблюдаемаго вблизи земной поверхности: что наблюдателю казалось снизу облакомъ, то наблюдателю, попавшему въ такое облако, представля-

---

[1]) Было бы, однако, ошибочно думать, что при пониженіи температуры воздуха ниже 0° должна непремѣнно наступить въ случаѣ его насыщенія немедлено же снѣговая стадія. Современное состояніе вопроса о сосуществованіи одновременно различныхъ состояній (фазъ) для одного и того же физическаго тѣла совершенно опредѣленно допускаетъ существованіе жидкой фазы при температурахъ, низшихъ точки плавленія даннаго физическаго тѣла. Соотвѣтственно этому и непосредственныя наблюденія надъ строеніемъ облаковъ указываютъ, какъ это будетъ видно далѣе, вполнѣ опредѣленно здѣсь наличность жидкой воды при температурахъ много ниже 0° (до—20°).

Будетъ интересно, быть можетъ, здѣсь отмѣтить еще попутно слѣдующій фактъ. Изученіе упругости паровъ воды, насыщающихъ въ присутствіи жидкой или твердой ея фазы воздухъ, показываетъ, что при сосуществованіи одновременно этихъ двухъ фазъ смѣсь сама собою непремѣнно въ концѣ концовъ должна превратиться въ такую, которая будетъ содержать одну только *твердую* воду. Упругость насыщающихъ паровъ надъ льдомъ при прочихъ равныхъ условіяхъ всегда меньше, чѣмъ надъ водою. Поэтому при сосуществованіи твердой и жидкой фазы всегда будетъ имѣть мѣсто перегонка воды съ жидкихъ поверхностей капель на ледяные кристаллы, такимъ образомъ медленно нарастающіе, вплоть до полнаго исчезновенія жидкой воды.

лось туманомъ и обратно. Когда такимъ образомъ установлено было тождество облака съ туманомъ, возникъ вопросъ, какимъ же образомъ можетъ вода въ жидкомъ видѣ держаться на извѣстной высотѣ въ равновѣсіи, какъ это имѣетъ мѣсто въ облакѣ или туманѣ: казалось невѣроятнымъ, чтобы мельчайшія частицы тумана могли состоять изъ капелекъ воды, которая въ 780 разъ плотнѣе воздуха, и чтобы эти капельки могли висѣть, не падая тотчасъ же, въ воздухѣ. Этотъ вопросъ долгое время былъ открытымъ и рѣшенъ сравнительно недавно.

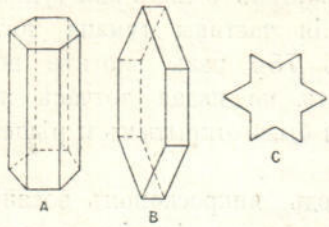
Въ 1880 году Дайнсъ, наблюдая подъ микроскопомъ водяные шарики, изъ которыхъ состоятъ густые туманы Англіи, пришелъ къ заключенію, что наблюденныя имъ частички тумана—настоящія капельки воды, размѣры которыхъ колеблются отъ 0.016 до 0.127 мм. Позднѣе подобныя же наблюденія сдѣланы Ассманомъ на Брокенѣ; вершина послѣдняго,—особенно въ холодное время года,—находится какъ разъ въ той области, въ которой происходитъ наиболѣе энергичное образованіе облаковъ. Рядъ наблюденій, произведенныхъ здѣсь, привелъ Ассмана къ убѣжденію, что всѣ наблюденныя имъ формы облаковъ, состоящихъ изъ жидкихъ частицъ воды, составлены изъ настоящихъ капелекъ, размѣры которыхъ колеблются между 0.006 и 0.035 мм.; капельки эти наблюдались еще жидкими при -10^0 и тогда, когда онѣ касались какого нибудь твердаго тѣла (предметнаго стекла микроскопа), онѣ моментально превращались въ ледяную иглу, внутри которой ни разу не удалось обнаружить присутствія воздуха.

Можно и теоретически показать, что капельки, изъ которыхъ состоитъ туманъ или облако, не могутъ быть полыми шариками, заключающими внутри воздухъ. Давленіе внутри пузырька, разсчитанное на основаніи теоріи капиллярныхъ силъ, можетъ дойти, при наблюдаемыхъ размѣрахъ капелекъ, до 2-хъ атмосферъ, чего конечно не могла бы выдержать тонкая водяная пленка, облекающая такой полый шарикъ.

Чтобы поддержать эти капельки въ воздухѣ, достаточно слабѣйшаго восходящаго потока. Разсчеты Стокса и Максуэлля показали, что при скорости восходящаго потока 0,6 м. въ секунду капельки уже не падаютъ; въ совершенно спокойномъ же воздухѣ ихъ паденіе такъ медленно, что оно едва замѣтно для наблюдателя.

Относительно облаковъ, состоящихъ изъ ледяныхъ кристалловъ, наблюденія показываютъ, что облака эти могутъ состоять какъ изъ однихъ чистыхъ кристалловъ снѣга, такъ и изъ воды въ смѣси съ

кристаллами. Вода при замерзаніи кристаллизуется въ гексагональной системѣ, чаще всего въ видѣ гексагональной призмы съ углами въ 120° значительной высоты по сравненію съ основаніемъ (черт. 75 А). Иногда въ средней Россіи—при ясной, морозной погодѣ подобные кристаллы замѣтны рѣющими въ нижнихъ слояхъ воздуха въ видѣ иголочекъ. Вторая форма—гексагональная же призма, но съ малой высотой, встрѣчается рѣже предыдущей (черт. 75 В). Наконецъ третья форма, встрѣчающаяся еще рѣже,—это гексагональная звѣздочка или, правильнѣе, листочекъ очень малой толщины сравнительно съ его поверхностью (черт. 75 С).

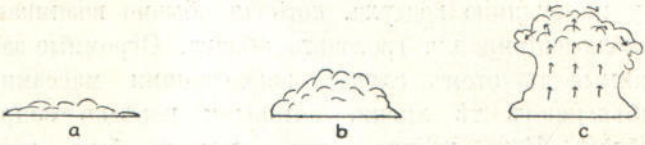


Черт. 75. Формы кристаллизаціи льда.

Теперь необходимо прослѣдить процессы образованія облаковъ. За послѣднее время изслѣдованія Х. Кляйтона, Остхоффа и др. дали богатый матеріалъ въ этомъ направленіи.

При существованіи въ атмосферѣ извѣстнаго рода условій возникаетъ восходящій потокъ влажнаго и теплаго воздуха. Чтобы результатомъ такого потока явилась конденсація паровъ, массы влажнаго воздуха должны, пройдя сухую стадію процесса поднятія, непремѣнно охладиться до стадіи дождевой. Такъ какъ на сравнительно близкихъ разстояніяхъ термическія условія въ атмосферѣ будутъ близко одинаковы, то и высота, на которой начинается конденсація паровъ въ этомъ случаѣ, будетъ въ сосѣднихъ точкахъ одинакова; поэтому нижняя граница облака, образуемаго восходящимъ потокомъ, обыкновенно характеризуется тѣмъ, что она близка къ горизонтальной. Съ поднятіемъ массъ воздуха быстро растетъ толща облака. Но, такъ какъ восходящій потокъ имѣетъ всегда ограниченные горизонтальные размѣры, то, какъ только въ немъ началось движеніе массъ воздуха вверхъ, боковыя массы, подъ вліяніемъ тренія о сосѣдніе спокойные слои воздуха, будутъ имѣть скорости меньшія, чѣмъ центральная часть потока, а слѣдовательно всегда будутъ отставать отъ этихъ послѣднихъ. Поэтому въ срединѣ облако нарастаетъ быстрѣе, чѣмъ по краямъ; а отсюда—типичная куполообразная форма этихъ облаковъ съ рѣзко ограниченнымъ горизонтальнымъ основаніемъ. Такимъ именно путемъ возникаютъ *кучевыя облака* въ сравнительно спокойной атмосферѣ. Черт. 76 въ a, b, c даетъ три послѣдовательныя фазы образованія кучевого облака, наблюдавшіяся Х. Кляйтономъ. При существова-

ніи сильныхъ воздушныхъ теченій съ различными скоростями вверху нерѣдко вскорѣ послѣ своего образованія облака эти начинаютъ терять свою правильную форму, вытягиваясь въ горизонтальномъ направленіи, а иногда даже разрываются на отдѣльныя клочья быстро бѣгущихъ бѣлыхъ, рѣзкоочерченныхъ облаковъ. На черт. 78 въ e, f, g видны послѣдовательныя преобразованія, по наблюденіямъ Кляйтона, кучевого облака подъ дѣйствіемъ вѣтра.



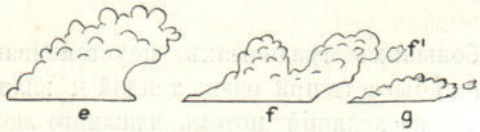
Черт. 76. Послѣдовательныя стадіи развитія кучевого облака по Х. Кляйтону.

Въ лѣтнее время при большихъ градіентахъ неустойчиваго равновѣсія (—а это обыкновенно бываетъ при очень теплой и влажной погодѣ) можетъ возникнуть восходящій потокъ влажнаго воздуха, имѣющій большія вертикальныя скорости. При этихъ усло-

Черт. 77. Грозовое облако въ стадіи его полнаго развитія по Х. Кляйтону.

віяхъ массы движущагося воздуха не только пройдутъ дождевую стадію, но могутъ перейти въ стадію градовую. Въ этомъ случаѣ, при температурахъ ниже 0°, вода можетъ остаться въ переохлажденномъ видѣ и встрѣтитъ благопріятныя условія для образованія града. Сверху такого облака можетъ начаться мало по малу при дальнѣйшемъ охлажденіи переходъ въ снѣговую стадію съ образованіемъ весьма мелкихъ кристалловъ льда. Въ этомъ послѣднемъ случаѣ такое облако представляется сверху окруженнымъ нитевидной бахромой тонкихъ ледяныхъ перистыхъ облаковъ. Образованіе этихъ облаковъ обыкновенно сопровождается сильными возмущеніями въ электрическомъ полѣ атмосферы съ электрическими разрядами въ видѣ грозы, отчего облака эти (въ общежитіи *тучи*) получили названіе *грозовыхъ*. Черт. 77 наглядно иллюстрируетъ,

по Кляйтону, переходъ при сильномъ восходящемъ потокѣ кучевого облака въ грозовое: характерна вытянувшаяся вверху вправо на черт. полоса перистыхъ облаковъ. Стрѣлки чертежа указываютъ ту циркуляцію воздуха, которая обычно возникаетъ и установлена наблюденіями для грозового облака. Огромные запасы воды, содержимые въ этомъ случаѣ восходящими массами воздуха, вполнѣ объясняютъ тѣ ливни, которыми нерѣдко сопровождаются такія облака. Какъ велика иногда можетъ быть масса такого облака, показываетъ одинъ примѣръ: Риггенбаху на вершинѣ Зентиса удалось наблюдать грозовое облако, основаніе котораго лежало на высотѣ 2800 м. надъ уровнемъ моря, а вершина—на высотѣ 13000 м.; толщина облака доходила до 10 слишкомъ километровъ.



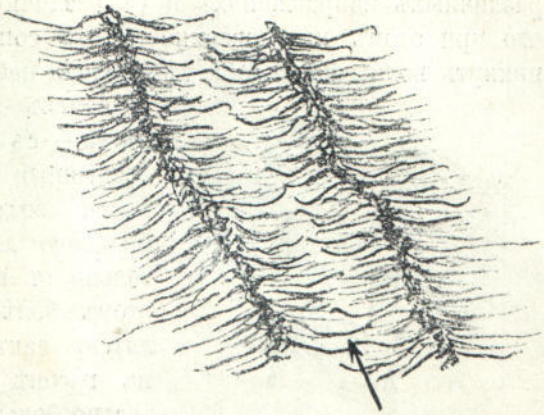
Черт. 78. Послѣдовательныя преобразованія кучевого облака подъ дѣйстіемъ вѣтра по Х. Кляйтону.

Облака, возникающія непосредственнымъ вслѣдствіе излученія охлажденіемъ, представляютъ собою обыкновенно растянутые на значительныя разстоянія однообразные слоистые покровы; процессъ образованія этихъ облаковъ сравнительно простъ.

На стр. 162 было уже указано, какимъ образомъ возникаютъ поземные туманы, густою пеленою одѣвающіе земную поверхность во влажныхъ мѣстахъ при ночномъ охлажденіи излученіемъ. Такъ какъ съ образованіемъ тумана начинается лучеиспусканіе съ его поверхности, то этимъ самымъ создаются на его поверхности условія для дальнѣйшаго наростанія въ высоту; такимъ именно образомъ могутъ возникнуть вытянутые въ горизонтальномъ направленіи слои тумана отъ нѣсколькихъ сантиметровъ до 1000 метровъ въ толщину. При дневномъ повышеніи температуры слабый потокъ лучистой энергіи, проникающій въ толщу тумана, а въ холодное время года, при свободной отъ снѣга поверхности почвы,—даже почвенная теплота могутъ заставить своимъ нагрѣваніемъ нижніе слои тумана исчезнуть; такимъ образомъ туманъ можетъ отдѣлиться отъ поверхности почвы и даетъ тогда начало образованію *слоистыхъ облаковъ*. Такимъ именно путемъ наростанія сверху слоя тумана образуются слоистыя облака въ рѣчныхъ долинахъ въ ночное время; утромъ съ восходомъ солнца эти облака поднимаются вверхъ; нерѣдко можно ихъ наблюдать плывущими надъ рѣками.

Значительно разнообразнѣе—формы облаковъ, являющіяся результатомъ процесса смѣшенія массъ воздуха различной темпера-

туры. Въ томъ слоѣ, гдѣ смѣшиваются такія двѣ массы, т. е. на поверхности ихъ соприкосновенія, подъ дѣйствіемъ ничтожныхъ причинъ могутъ происходить вихреобразныя движенія, длинные языки, вторгающіеся изъ одного слоя въ другой, нити, струи и т. п. Въ облакахъ смѣшенія поэтому наблюдается большее сравнительно съ предыдущими процессами, разнообразіе формъ отъ тонкихъ, нитевидныхъ *перистыхъ*, до такихъ плотныхъ и однородныхъ покрововъ, какъ нѣкоторыя производныя слоистыхъ (наприм. высокія слоистыя или слоисто-кучевыя). Чертежи 79, 80 и 81 очень наглядно иллюстрируютъ сказанное. Черт. 79 даетъ дѣйствительно наблюдавшееся 3 Іюля 1892 г. Остхоффомъ образованіе полосъ перистыхъ облаковъ. Черт. 80 представляетъ образованіе перистыхъ облаковъ 11 Ноября 1902 г. и наконецъ черт. 81 наблюдавшееся 8 Августа 1902 г. образованіе перисто-кучевыхъ облаковъ.

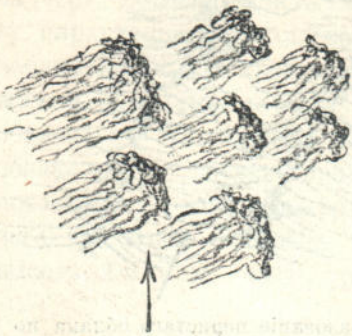


Черт. 79. Образованіе перистаго облака по Остхоффу.

Черт. 80. Образованіе перистаго облака по Остхоффу.

Гельмгольтцъ, разбирая движеніе двухъ различныхъ по температурѣ, влажности и плотности массъ воздуха, перемѣщающихся одна надъ другою въ

различныхъ направленіяхъ и съ различными скоростями, показалъ, что при этомъ на поверхности ихъ соприкосновенія должны возникнуть волны на подобіе тѣхъ, какія наблюдаются на поверхности водоемовъ при движеніи надъ ними вѣтра,—съ тою только разницею, что воздушныя волны, въ силу малой плотности воздуха, должны отличаться большою длиной и высотой сравнительно съ волнами на водѣ. Если при этомъ болѣе влажный воздухъ находится, какъ обыкновенно, внизу, то на гребнѣ волны, имѣющемъ значительно большую высоту, чѣмъ ея нижняя поверхность, можетъ происходить уже конденсація паровъ, тогда какъ ниже, на днѣ волны, она еще не наступила; облачныя образованія на верхушкахъ гребней расположатся тогда правильными рядами, раздѣленными свободными отъ облаковъ промежутками. Можетъ встрѣтиться такой случай, что двѣ системы подобныхъ волнъ накладываются одна на другую. Этимъ именно путемъ возникаютъ такъ называемыя *волнистыя* облака: перисто-кучевыя, слоисто-кучевыя, высокія кучевыя и т. д. Черт. 82 представляетъ фотографическій снимокъ съ волнистаго облака, закрывшаго собою солнце.

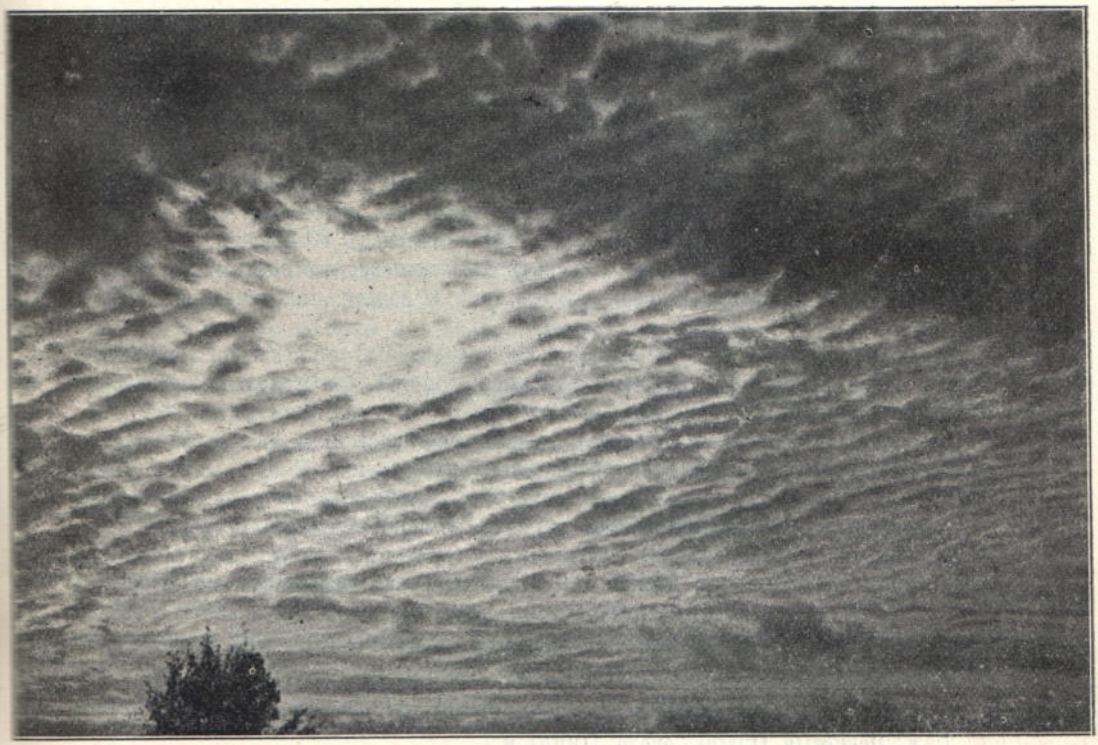


Черт. 81. Образованіе перисто-кучевого облака по Остхоффу.

Само собою разумѣется, что соотвѣтственно процессамъ образованія различныя формы облаковъ наблюдаются не одинаково часто въ одно и тоже время дня или года: ночью или зимою, при отсутствіи восходящихъ потоковъ, трудно ожидать возникновенія кучевыхъ облаковъ, тогда какъ днемъ или лѣтомъ наоборотъ будутъ наиболѣе неблагопріятными условія для образованія слоистыхъ облаковъ.

Остается наконецъ замѣтить, что различныя частныя детали въ наблюдаемыхъ формахъ облаковъ обусловлены разными побочными процессами, всегда сопровождающими образованіе облаковъ; таковы напр. неправильныя очертанія нижняго слоя дождевыхъ облаковъ, являющіяся результатомъ смѣшенія различныхъ по своимъ температурамъ и влажностямъ массъ воздуха; таковы сильныя вздутія кучевыхъ и грозовыхъ облаковъ; таковы всевозможныя прослойки, фестоны въ облакахъ и т. п.

Какъ особый родъ облаковъ восходящихъ потоковъ могутъ быть выдѣлены такъ называемыя *горныя облака* т. е. облачныя массы,



Черт. 82. Волнистое облако.

покрывающія склоны нѣкоторыхъ горъ или окутывающія ихъ вершины; часто въ продолженіе значительныхъ промежутковъ времени эти облака остаются безъ перемѣны, несмотря даже на сильный вѣтеръ. Въ этихъ облакахъ непрерывно идетъ процессъ образованія снизу и распаденія на верху. При поднятіи по склонамъ горы, охлаждаясь адіабатически, воздухъ достигаетъ высоты, на которой начинается конденсація паровъ; отсюда начинается образованіе облака, растущаго въ высоту и мало по малу вытягивающагося до вершины горы. Часть облака, начинающая подниматься надъ вершиною горы, подхватываемая вѣтромъ, имѣющимъ большую скорость наверху, и разносимая имъ, много подняться надъ вершиною не можетъ. Поэтому такое облако является всегда рѣзко обрывающимся у вершины окутываемой имъ горы, тогда какъ снизу оно постоянно питается и поддерживается вновь притекающими массами воздуха. Для наблюдателя издали облако представляется

такимъ образомъ не измѣняющимъ своихъ размѣровъ, тогда какъ на самомъ дѣлѣ здѣсь непрерывно идетъ снизу процессъ образованія, а сверху процессъ распаденія облака [1]).

48. **Формы облаковъ; ихъ классификація.** Въ основу современной классификаціи облаковъ положена классификація Л. Говарда, предложенная имъ въ началѣ прошлаго столѣтія. На основаніи процессовъ, играющихъ главнѣйшую роль при образованіи облаковъ, Говардъ предложилъ четыре основныхъ типа облаковъ: *кучевыя* или облака восходящихъ потоковъ, *слоистыя* или облака охлажденія, *перистыя* или облака смѣшенія и наконецъ *дождевыя*, въ которыхъ процессъ конденсаціи паровъ пошелъ такъ далеко, что водяныя частицы потеряли уже способность плавать въ воздухѣ и падаютъ на землю въ видѣ осадковъ.

Недостаточность этой классификаціи для опредѣленія типа облаковъ по ихъ внѣшнему виду повлекла за собой составленіе другой, болѣе полной, выработанной международнымъ метеорологическимъ конгрессомъ въ Парижѣ въ 1889 г. Въ основаніе подраздѣленія облаковъ вошли многочисленные фотографическіе ихъ снимки, сдѣланные на различныхъ метеорологическихъ обсерваторіяхъ. По этой послѣдней классификаціи различаютъ десять основныхъ типовъ облаковъ.

Прежде всего различаютъ облака по ихъ внѣшнимъ очертаніямъ, затѣмъ по ихъ высотѣ и наконецъ по процессамъ ихъ возникновенія. Схематически современная классификація можетъ быть представлена слѣдующимъ образомъ.

а) Отдѣльныя, рѣзко очерченныя формы (преимущественно при ясной погодѣ).

б) Вытянутые, расплывчатые покровы (преимущественно при пасмурной погодѣ).

А. *Самыя высокія облака*, 9000 м. въ среднемъ.

1. а. Перистыя (Cirrus, около 10000 м.).
2. б. Перисто-слоистыя (Cirro-Stratus, около 7500 м.).

Б. *Облака средней высоты*, 3000—7000 м.).

3. а. Перисто-кучевыя (Cirro—Cumulus, 6500 м).
4. а. Высокія-кучевыя (Alto-Cumulus или Cumulo—Cirrus, 4000 м.).
5. б. Высокія-слоистыя (Alto—Stratus или Strato-Cirrus, 5000 м.).

---

[1]) Совершенно особнякомъ отъ разсмотрѣнныхъ формъ облаковъ стоятъ сравнительно недавно сдѣлавшіяся предметомъ изслѣдованія *свѣтящіяся* или *серебристыя* облака. Это—блестящія, бѣлаго цвѣта облака, иногда принимающія желтовато-зеленоватый оттѣнокъ, изрѣдка наблюдаемыя на ясномъ и достаточно темномъ ночномъ небѣ въ среднихъ широтахъ, своими очертаніями напоминающія перистыя. Измѣренія высоты этихъ облаковъ показали, что она во много разъ превосходитъ высоту обычныхъ перистыхъ; въ среднемъ она оказывается около 80 килом.; въ отдѣльныхъ случаяхъ она достигала 150 килом. Наблюденія надъ поляризаціею свѣта, испускаемаго этими облаками, показываютъ, что они должны состоять изъ твердыхъ частицъ, способныхъ отражать свѣтовые лучи. Будутъ-ли эти частицы обычными кристаллами льда или необычайно тонкою пылью, носящеюся на этихъ высотахъ, рѣшить затруднительно; появленіе или усиленіе этихъ серебристыхъ облаковъ послѣ грандіознаго вулканическаго изверженія Кракатоа указываетъ на большую вѣроятность второго предположенія.

В. *Низкія облака*, 1000—2000 м.

6. а. Слоисто-кучевыя (Strato-Cumulus, 2000 м.).
7. б. Дождевыя (Nimbus, 1500 м.).

Г. *Облака восходящихъ потоковъ.*

8. а. Кучевыя (Cumulus, вершина 1800, основаніе 1400 м.).
9. б. Грозовыя (Cumulo-Nimbus, вершина 3000—5000 м., основаніе 1400 м.).

Д. *Поднявшійся туманъ.*

10. Слоистыя (Stratus, ниже 1000 м.).

Типичные внѣшніе признаки для этихъ формъ—слѣдующіе.

1. *Перистыя облака* (по международному обозначенію—Cr). Это — раздѣльныя, тонкія облака нитеобразнаго строенія, имѣющія видъ отдѣльныхъ нитей, или волоконъ, или чаще бородки пера, обыкновенно бѣлаго цвѣта.

2. *Перисто-слоистыя* (Cr.—S.) — облака въ видѣ тонкаго бѣлесоватаго покрова, иногда только придающія бѣлесоватый оттѣнокъ небу; иногда они пріобрѣтаютъ строеніе, напоминающее перепутанныя нити. Эти облака обыкновенно служатъ причиною образованія круговъ около солнца и луны.

3. *Перисто-кучевыя* (Cr.—Cu.), *барашки.*—Облака въ видѣ маленькихъ дисковъ или небольшихъ бѣлыхъ лоскуточковъ, располагающіяся обыкновенно группами или полосами.

4. *Высокія-кучевыя* (A.—Cu.), *крупные барашки.* — Облака въ видѣ дисковъ или клочковъ большихъ размѣровъ, чѣмъ предыдущій типъ, бѣлыя или сѣроватыя. Диски или клочки обыкновенно расположены группами или полосами, нерѣдко сильно скученными.

5. *Высокія слоистыя* (A.—S.) образуютъ по большей части однообразный покровъ, сѣроватаго или синевато-сѣраго цвѣта. Вблизи солнца или луны они представляютъ болѣе свѣтлую часть и являются, вмѣстѣ съ высокими кучевыми и слоисто-кучевыми, причиной образованія вѣнцовъ. Солнце и луна чрезъ слой такихъ облаковъ теряютъ рѣзкіе контуры, кажутся блѣдными («водянистое» солнце или луна).

6. *Слоисто—кучевыя* (S.—Cu.)—облака въ видѣ мощныхъ грядъ или валовъ; часто,—въ особенности зимою,—растягиваясь по всему небу, придаютъ ему видъ поверхности, покрытой крупными валообразными рядами облаковъ. Слой этихъ облаковъ не особенно толстъ; въ промежуткѣ между частями ихъ обыкновенно просвѣчиваетъ небо.

7. *Дождевыя* (N.) облака. Толстыя, темныя, безформенныя облака съ разорванными краями, сопровождающіяся продолжительными дождями или снѣгомъ. Въ промежуткахъ между ними обыкновенно виднѣется слой болѣе высокихъ перисто-слоистыхъ или высокихъ слоистыхъ облаковъ.

8. *Кучевыя* (Cu.) облака. Мощныя облака, куполообразной формы съ горизонтальнымъ основаніемъ, рѣзко ограниченныя сверху и снизу и дающія рѣзкія тѣни отъ выдающихся частей; ярко-бѣлыя, когда они освѣщены солнцемъ, сѣрыя, когда они закрываютъ свѣтило; въ послѣднемъ случаѣ обыкновенно окружены ярко блестящими контурами или даже ореолами.

9. *Грозовыя* (Cu.—N.) облака. Мощныя массы облаковъ въ видѣ горъ, башенъ и т. п., часто оканчивающіяся кверху покровомъ нитеобразнаго строе-

нія (ложныя перистыя), а снизу—облаками, похожими на дождевыя. Чрезвычайно типичныя облака, сопровождаемыя скоро преходящими дождями, ливнями, шквалами и нерѣдко—грозами.

10. *Слоистыя* (S.). Облака, происшедшія изъ поднявшагося тумана, представляютъ собою ровный однообразный слой, непрозрачною пеленою затягивающій небо.

Приведенная классификація облаковъ конечно оставляетъ большой просторъ для наблюдателей; оцѣнка ею облаковъ—дѣло очень субъективное; но другого средства для изученія формъ облаковъ нѣтъ.

49. **Высота облаковъ; ея періодическія измѣненія.** Изъ всего того, что сказано выше о строеніи облаковъ, само собою вытекаетъ, что немыслимо ожидать возникновенія облаковъ изъ ледяныхъ кристалловъ (напр. перистыхъ) тамъ, гдѣ температура выше 0°, равно какъ и наоборотъ невозможно существованіе облаковъ изъ капельно-жидкой воды на тѣхъ высотахъ, гдѣ температура постоянно значительно ниже 0°. Наблюденія дѣйствительно показываютъ, что различнымъ типамъ облаковъ соотвѣтствуютъ и болѣе или менѣе опредѣленныя высоты.

Чтобы измѣрить высоту какого нибудь облака, прибѣгаютъ къ помощи нефоскоповъ, теодолитовъ или фотограмметровъ. Наиболѣе точно и просто вопросъ о высотѣ облаковъ рѣшается двумя послѣдними приборами. Устройство теодолита общеизвѣстно; фотограмметръ отличается отъ теодолита только тѣмъ, что на горизонтальной оси прибора параллельно съ зрительною трубою прикрѣпляется фотографическая камера, которою снимается измѣряемое облако. Выбравъ два пункта, разстояніе между которыми извѣстно, снимаютъ одновременно, сговариваясь по телеграфу или по телефону, одно и тоже облако и отмѣчаютъ при этомъ угловую высоту и азимутъ снимаемаго объекта. Разстоянія выбираютъ между пунктами наблюденія около 1 — 2 килом. Тогда, зная длину базы (разстояніе между пунктами наблюденія), угловую высоту и азимутъ облака для обоихъ пунктовъ, нетрудно по формуламъ тригонометріи вычислить и линейную высоту снятаго на фотографіи или измѣряемаго трубою фотограмметра объекта.

Подобныя наблюденія показали, что высота, на которой держатся различныя формы облаковъ, не остается постоянною въ теченіе года или сутокъ. Этого и нужно было ожидать, если вспомнить, что періодическія температурныя колебанія по вертикали достигаютъ значительныхъ высотъ въ атмосферѣ.

Такъ наблюденія въ Соединенныхъ Штатахъ Сѣв. Америки, обработанныя Биджелоу, даютъ слѣдующія среднія высоты для различныхъ облаковъ лѣтомъ и зимою:

Видъ облаковъ.	Высота въ метрахъ [1]) лѣтомъ	зимой.	Видъ облаковъ.	Высота въ метрахъ [1]) лѣтомъ	зимой.
Cr.	10400	9500	N.	1900	1800
Cr.—S.	10600	9500	Cu. (вершина). . .	1800	1700
Cr.—Cu.	8800	7400	Cu. (основаніе) . .	1200	1200
A.—S.	5800	4800	Cu.—N. (вершина) .	4960	3700
A.—Cu.	5000	3800	Cu.—N. (основаніе) .	1750	—
S.—Cu.	2900	2400	S.	840	1130

Въ среднемъ можно считать по этой таблицѣ, что высокія облака смѣшенія (отъ Cr. до A.—Cu.) лѣтомъ на 1100 м. выше, чѣмъ зимою; низкія облака (S.—Cu. и N.) лѣтомъ на 200 м. выше, чѣмъ зимою. Только слоистыя облака охлажденія оказываются исключеніемъ среди другихъ формъ; ихъ высота зимою больше, чѣмъ лѣтомъ, на 290 м.

Такъ какъ температуры на одной и той же высотѣ будутъ различны въ разныхъ широтахъ и тѣмъ выше, чѣмъ ближе къ экватору, то надо ожидать, что въ различныхъ широтахъ средняя высота различныхъ формъ облаковъ будетъ, конечно, неодинакова; но цифры немного отличаются отъ выше приведенныхъ. Можно вообще считать, что высота различныхъ формъ облаковъ колеблется:

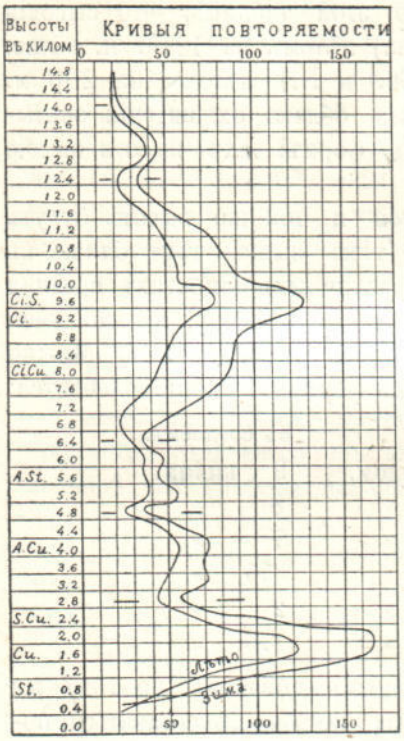
	отъ:	до:		въ среднемъ:	
Cr.	7	—11	килом.	9	килом.
Cr.—S,	6.5	— 9	»	8	»
Cr.—Cu.	6.5	— 7.5	»	7	»
A.—Cu.	3	— 6	»	4.5	»
S.—Cu.	1.8	— 2.3	»	2	»
Cu.	—	—	»	1.6	»

Въ теченіе сутокъ высота различныхъ облаковъ по тѣмъ же причинамъ, что и въ продолженіе года, не будетъ оставаться постоянною, хотя данныхъ для этихъ измѣненій еще мало и окончательный ихъ характеръ для всѣхъ формъ облаковъ не опредѣлился достаточно ясно. Для сравнительно низкихъ облаковъ высота растетъ съ повышеніемъ температуры. Такъ по наблюденіямъ въ Упсалѣ для кучевыхъ облаковъ получены слѣдующія цифры:

	8 ч. у.	12 ч. д.	2 ч. д.	5 ч. веч.
вершина облаковъ	1306 м.	1842 м.	2088 м.	1758 м.
основаніе »	1087 »	1266 »	1554 »	1703 »
толщина »	219 »	576 »	534 »	55 »

[1]) Цифры округлены.

Хотя облака одинаково должны были бы образоваться на всевозможныхъ высотахъ, наблюденія показываютъ однако, что на нѣкоторыхъ высотахъ чаще всего можно встрѣтить ихъ появленіе и притомъ въ совершенно опредѣленныхъ формахъ. Черт. 83 представляетъ повторяемость т. е. число наблюденныхъ облаковъ на различныхъ высотахъ по американскимъ наблюденіямъ; на немъ ясно видно, что наибольшее число облаковъ наблюдается на высотахъ: S—Cu. и Cu. около 1500—2000 м., A.—Cu. 4000 м., Ci., Ci.—Cu. и Ci.—S. 9500 м. и 13000 м. Наблюденія въ другихъ мѣстностяхъ подтверждаютъ тоже, что на высотахъ около 2000 м. и 10000 м. т. е. на средней высотѣ кучевыхъ и перистыхъ облака встрѣчаются чаще всего. Эти данныя въ свою очередь какъ бы подтверждаютъ существованіе извѣстной слоистости въ строеніи атмосферы (ср. стр. 31, 32).



Черт. 83. Измѣненіе повторяемости облаковъ для различныхъ высотъ въ атмосферѣ.

50. **Свѣтовыя явленія въ облакахъ.** Форма и внѣшній видъ облаковъ, какъ важный метеорологическій факторъ, могутъ дать намъ понятіе о томъ, что происходитъ въ высшихъ слояхъ атмосферы. Но опредѣленія эти—слишкомъ субъективны, какъ уже было указано.

Не рѣдко свѣтовыя явленія, наблюдаемыя въ облакахъ, даютъ возможность опредѣлить ихъ строеніе. Такъ явленіе радуги возможно только при прохожденіи свѣта чрезъ капельки жидкой воды; такимъ образомъ оно прямо указываетъ, что и облака, его дающія, сами состоятъ изъ такихъ же капелекъ. Явленія вѣнцовъ и круговъ около свѣтилъ точно также указываютъ — первыя — на строеніе облака изъ капелекъ воды, вторыя—на присутствіе въ облакѣ только кристалловъ льда.

Въ самомъ дѣлѣ, если взять сѣтку, состоящую,—какъ въ облакѣ,—изъ менѣе прозрачныхъ частицъ (капельки воды), раздѣленныхъ болѣе прозрачными промежутками (воздухъ въ облакѣ), то при прохожденіи чрезъ такую сѣтку свѣтовой лучъ претерпитъ характерное измѣненіе, вызванное явленіями диффракціи въ сѣткѣ. На экранѣ, поставленномъ за такою сѣткою, наблюдатель увидитъ въ случаѣ однороднаго свѣта рядъ темныхъ и яркихъ колецъ, окружающихъ свѣтящуюся точку; въ случаѣ бѣлаго свѣта на экранѣ появится рядъ радужныхъ колецъ, въ которыхъ фіолетовый цвѣтъ будетъ обращенъ во

внутрь, красный—внаружу. Если извѣстенъ діаметръ непрозрачныхъ частицъ m, ширина прозрачнаго промежутка между ними n, то максимумъ яркости для опредѣленнаго сорта лучей будетъ соотвѣтствовать разности ихъ хода, равной четному числу полуволнъ, и опредѣлится уравненіемъ

$$\lambda = (m + n) \sin\alpha,$$

гдѣ λ—длина волны даннаго сорта лучей, α—уголъ, составляемый направленіемъ максимума съ направленіемъ лучей до сѣтки.

Совершенно такую же сѣтку составляетъ сторона облака, обращенная къ свѣтилу, посылающему на нее пучекъ лучей; другая, обращенная къ землѣ сторона облака служитъ экраномъ, на которомъ наблюдатель увидитъ радужные круги, близкіе къ свѣтилу, образующіе такъ называемый *вѣнецъ*. Чаще всего на слоѣ облаковъ, покрывающихъ дискъ луны или солнца, наблюдается одно кольцо, рѣже два, еще рѣже три, отдѣленныя отъ свѣтила и одно отъ другого небольшими промежутками; яркость окраски и діаметры колецъ различны (отъ 2^0 до 8^0). Наиболѣе ярки такіе вѣнцы вокругъ луны; свѣтъ солнца слишкомъ ослѣпляетъ глазъ наблюдателя, мѣшая ему видѣть болѣе слабую окраску вѣнцовъ. Если угломѣрнымъ приборомъ измѣрить уголъ между свѣтиломъ и наиболѣе яркимъ пунктомъ опредѣленнаго цвѣта въ вѣнцѣ, то, по предыдущей формулѣ, можно себѣ составить понятіе о размѣрѣ водяныхъ капелекъ, составляющихъ образовавшее вѣнецъ облако. Подобныя наблюденія, сдѣланныя Кемтцемъ, показали, что наивысшій предѣлъ для діаметра водяныхъ капелекъ будетъ: зимою 0.026 мм., весною 0.019, лѣтомъ 0.016, осенью 0.024 мм.

Другая категорія явленій происходитъ въ томъ случаѣ, когда мы имѣемъ облако изъ ледяныхъ кристалловъ.

Уже было указано, что основныя три формы кристаллизаціи воды (стр. 168, черт. 75)—гексагональныя призмы; однѣ изъ нихъ при незначительныхъ поперечныхъ размѣрахъ обладаютъ сравнительно большой высотой, въ другихъ высота, напротивъ, незначительна сравнительно съ поперечнымъ сѣченіемъ. Падая на подобные ледяные кристаллики, лучъ свѣта, въ зависимости отъ формы кристаллика и его положенія относительно посылающаго лучи свѣтила, можетъ прямо пройти безъ преломленія, если онъ падаетъ подъ очень острымъ угломъ на параллельныя грани призмъ; вообще же, если лучи падаютъ на такую призму, то они могутъ претерпѣть въ ней не только преломленіе, но и цѣлый рядъ полныхъ внутреннихъ отраженій. Такъ какъ двѣ смежныя грани подобныхъ призмъ образуютъ уголъ въ 120^0, то лучъ, произвольно падающій на одну изъ нихъ, не можетъ вообще выйти чрезъ сосѣднюю грань, не претерпѣвъ полнаго внутренняго отраженія. Въ самомъ дѣлѣ,—показатель преломленія льда—1.31; поэтому, какъ показываетъ теорія преломленія свѣта въ прозрачныхъ срединахъ, лучъ можетъ выйти, претерпѣвъ одно преломленіе, безъ полнаго внутренняго отраженія только изъ такой призмы, преломляющій уголъ которой не болѣе $99^0 31'$. Чрезъ двѣ не смежныя между собою грани ледяного кристалла лучъ уже пройдетъ, претерпѣвъ только преломленіе. Наконецъ, такъ какъ боковыя грани съ основаніями призмы составляютъ уголъ 90^0, то, при встрѣчѣ съ этими ребрами призмъ, лучи должны претерпѣть преломленіе. Совокупность всѣхъ этихъ явленій, когда наблюдатель видитъ свѣтило чрезъ слой ледяныхъ кристалликовъ, и даетъ рядъ явленій, извѣстныхъ подъ именемъ *круговъ* около свѣтилъ.

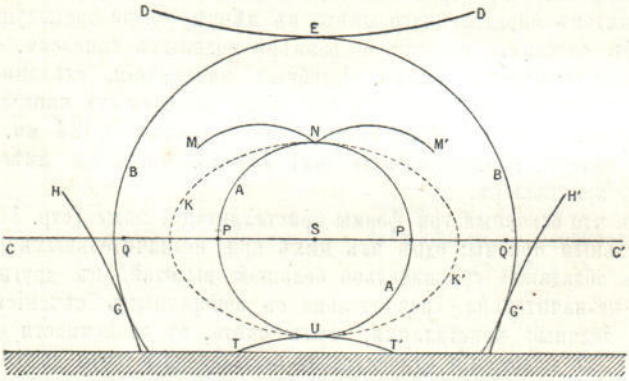
Рисунокъ 84 даетъ схематическое изображеніе наиболѣе часто наблюдаемыхъ формъ явленія. Въ дѣйствительности очень рѣдко всѣ части явленія

*

развиты одинаково ярко и отчетливо; обыкновенно то та, то другая его часть болѣе рѣзко видима и характерно развита.

Обыкновенный кругъ или малое гало представляетъ собою блестящій кругъ (A на рис. 84), окружающій свѣтило; его радіусъ около 22°; онъ окрашенъ въ красноватый цвѣтъ съ внутренней стороны, затѣмъ слабо замѣтенъ желтый цвѣтъ, переходящій далѣе въ бѣлый и постепенно сливающійся съ общимъ тономъ неба; пространство внутри круга кажется сравнительно темнымъ; внутренняя граница его очерчена рѣзко. Этотъ кругъ обязанъ своимъ происхожденіемъ преломленію свѣта въ ледяныхъ иголочкахъ. Уголъ наименьшаго отклоненія въ ледяной призмѣ равняется приблизительно 22°. Поэтому всѣ лучи, прошедшіе кристаллики, получаются наблюдателемъ отклоненными на 22° отъ источника; отсюда—темное внутреннее пространство. Красный цвѣтъ, какъ наименѣе преломляемый, окажется наименѣе отклоненнымъ отъ свѣтила, за нимъ идетъ желтый; остальные лучи, смѣшиваясь между собою, даютъ впечатлѣніе бѣлаго цвѣта.

Большой кругъ или большое гало (B на рис. 84)—кругъ съ радіусомъ около 46°; онъ обязанъ своимъ происхожденіемъ преломленію въ ледяныхъ иглахъ, обращенныхъ къ солнцу углами въ 90°. Этотъ кругъ обыкновенно блѣднѣе малаго, но цвѣта въ немъ раздѣлены лучше.



Черт. 84. Схема круговъ около солнца или луны.

Паргелическій кругъ — горизонтальная полоса (CSC′ на рис. 84), проходящая черезъ свѣтило, обязана своимъ происхожденіемъ отраженію свѣта отъ граней медленно падающихъ ледяныхъ кристалловъ, причемъ эти грани направлены вертикально. Пересѣкаясь съ малымъ гало, кругъ этотъ образуетъ яркія цвѣтныя пятна, такъ называемые *паргеліи*. На разстояніи 44° отъ свѣтила иногда наблюдаются болѣе слабыя подобныя же пятна; это—*вторичные паргеліи*.

Касательныя дуги получаются при преломленіи свѣта, вступающаго въ кристаллы черезъ одно изъ основаній, а выходящаго черезъ одну изъ граней. Различаютъ околозенитную дугу, касательную къ большому гало вверху и обращенную вогнутостью къ зениту; если свѣтило достаточно высоко, удается иногда наблюдать соотвѣтственную дугу и снизу большого гало.

Если къ призмамъ примѣшиваются шестиугольныя звѣздочки, то явленіе усложняется еще болѣе многократными отраженіями и преломленіями внутри кристалликовъ. Въ этомъ случаѣ на паргелическомъ кругѣ появляются, сверхъ отмѣченныхъ выше, еще свѣтлыя окрашенныя пятна, удаленныя отъ солнца на 120° по кругу; это *парантеліи* или *ложныя солнца*.

Наконецъ, присутствіе плоскихъ шестигранныхъ табличекъ даетъ начало касательнымъ дугамъ къ малому гало, внутреннему эллиптическому гало, бо-

ковымъ касательнымъ дугамъ; наконецъ на паргелическомъ кругѣ можетъ появиться слабое свѣтлое пятно, удаленное на 180° отъ солнца,—*антелій*.

Если кристаллики, падая въ воздухѣ, вслѣдствіе его сопротивленія получаютъ колебательныя движенія, то появляется *свѣтовой столбъ*, вызываемый отраженіемъ отъ нихъ лучей и проходящій обыкновенно чрезъ свѣтило [1]).

---

[1]) О внѣшнемъ видѣ извѣстнаго явленія *радуги* много говорить нечего. Но кромѣ обычной, окрашенной въ цвѣта спектра дуги, наблюдаемой при дождѣ, освѣщенномъ прямыми солнечными лучами, съ краснымъ цвѣтомъ снаружи, фіолетовымъ внутри, часто наблюдается еще *вторая*, слабѣе первой, съ нею концентричная; цвѣта въ ней идутъ въ обратномъ порядкѣ: красный внутри, фіолетовый снаружи. Яркость и относительная ширина цвѣтовъ—перемѣнныя. Часть неба внутри первой дуги—обыкновенно очень свѣтлая, надъ второй—менѣе свѣтла, а кольцевое пространство между этими дугами сравнительно темно.

Рѣже сверхъ этихъ двухъ главныхъ дугъ наблюдаются еще *дополнительныя радуги*,—слабыя, размытыя радужныя полосы, окаймляющія верхній край первой, или рѣже и второй дуги,—обыкновенно съ наиболѣе яркими краснымъ или фіолетовымъ цвѣтами. Иногда наблюдается на фонѣ тумана и облаковъ *бѣлая радуга*.

Обычно излагаемая въ элементарныхъ курсахъ Декартова теорія радуги, основанная на явленіяхъ полнаго внутренняго отраженія, сопровождаемаго свѣторазсѣяніемъ бѣлаго луча, входящаго въ водяныя капли, должна быть въ настоящее время оставлена: она не объясняетъ деталей явленія и недостаточно согласуется съ дѣйствительными наблюденіями и измѣреніями его. Полная современная теорія радуги, оправдываемая наблюденіями, провѣренная опытами и объясняющая всѣ детали явленія, дана Эри (Airy). Эта теорія, однако, настолько сложна, что не можетъ быть здѣсь изложена въ подробностяхъ. Сущность ея заключается въ томъ, что кромѣ тѣхъ полныхъ внутреннихъ отраженій, которыя предполагаетъ и Декартовская теорія радуги, въ мелкихъ капляхъ воды должны еще происходить диффракціонныя явленія.

Наиболѣе важный для метеорологіи выводъ этой теоріи тотъ, что *ширина и яркость цвѣтныхъ полосъ, равно какъ и видъ, и число дополнительныхъ дугъ опредѣляются размѣрами дождевыхъ капель*. Такъ по Пернтеру чистый красный и яркій фіолетовый цвѣта при слабыхъ и узкихъ прочихъ получаются при величинѣ капель около 1—2 мм.; при этомъ должно наблюдаться до 5 дополнительныхъ радугъ съ сравнительно яркими зеленымъ и фіолетовымъ цвѣтами. Если въ дополнительныхъ радугахъ ярокъ желтый цвѣтъ и эти радуги близки къ главной дугѣ, это будетъ имѣть мѣсто при капляхъ между 0.3—0.2 мм.. Когда дополнительныя дуги отдѣлены отъ главной темнымъ пространствомъ, капли дождя могутъ имѣть діаметръ не выше 0.08—0.1 мм.. Наконецъ, если діаметръ капель падаетъ ниже 0.05 мм., должна получиться бѣлая радуга.

Въ дѣйствительности при дождѣ всегда, конечно, будутъ капли различныхъ размѣровъ. Это обстоятельство особенно сильно вліяетъ на видимость дополнительныхъ дугъ, которыхъ положеніе и ширина, какъ видно уже и изъ сказаннаго выше, опредѣляются именно размѣрами капель; онѣ будутъ видны тѣмъ рѣзче, чѣмъ однороднѣе капли дождя по величинѣ. Такъ какъ величина капель мѣняется при паденіи, то видъ одной и той же радуги вверху и внизу можетъ быть различнымъ, причемъ дополнительныя дуги могутъ быть хорошо видны вверху и будутъ отсутствовать внизу.

Нѣтъ возможности здѣсь говорить подробно объ явленіяхъ неправильнаго преломленія въ нижнихъ слояхъ воздуха, миражахъ или фатаморганахъ и т. п., также, какъ и объ явленіяхъ астрономической рефракціи. На важность этихъ явленій для метеорологіи обращено вниманіе только въ послѣднее время: по нимъ является возможность судить о распредѣленіи температуръ въ недоступныхъ непосредственному наблюденію слояхъ воздуха. Особенно въ этомъ направленіи заслуживаютъ изученія явленія рефракціи въ связи съ явленіями погоды.

51. **Облачность; ея періодическія измѣненія; распредѣленіе по земной поверхности.** Для того, чтобы охарактеризовать вообще состояніе неба и этимъ хотя до нѣкоторой степени опредѣлить прозрачность атмосферы для инсоляціи и излученія, введено понятіе объ облачности, для опредѣленія которой оцѣнивается на глазомѣръ часть неба, покрытая облаками. Это—метеорологическій факторъ большой важности: на стр. 119 было уже указано, какъ сильно вліяетъ облачность на суточный ходъ температуры и влажности въ нижнихъ слояхъ воздуха. Степень облачности принято при метеорологическихъ наблюденіяхъ выражать 10-бальной системой, обозначая 0 (нулемъ) совершенно безоблачное небо, цифрою 10—все небо, сплошь покрытое облаками. На картахъ погоды иногда 10-бальная система замѣняется 4-бальной.

Колебанія облачности имѣютъ суточный и годичный характеръ; но установить для суточныхъ и годовыхъ колебаній опредѣленный типъ чрезвычайно трудно: до такой степени періодическія измѣненія облачности зависятъ отъ мѣстныхъ условій и такъ тѣсно связаны они съ другими климатическими факторами,—особенно распредѣленіемъ осадковъ въ теченіе года. A priori можно вообще только ожидать, что для мѣстностей съ континентальнымъ климатомъ облачность будетъ уменьшаться параллельно повышенію температуры: по мѣрѣ нагрѣванія воздухъ будетъ удаляться здѣсь отъ точки насыщенія; слѣдовательно замедлится образованіе облаковъ и облачность можетъ уменьшиться; пониженіе температуры, наоборотъ, облегчитъ здѣсь образованіе облаковъ

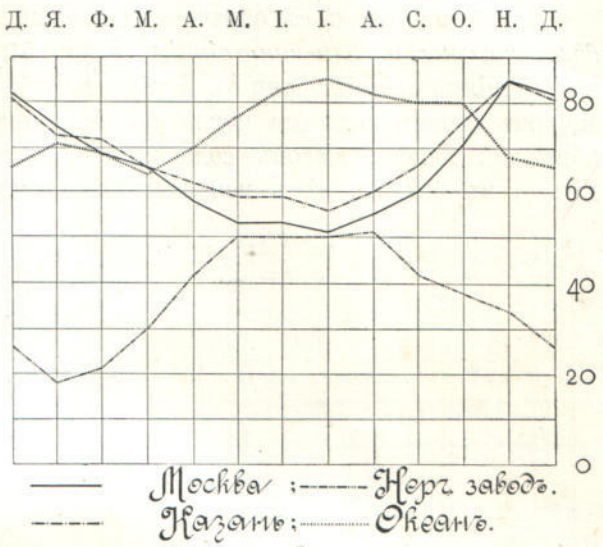
Годовой ходъ облачности въ умѣренныхъ широтахъ на материкахъ, какъ показываютъ наблюденія, до извѣстной степени соотвѣтствуетъ сказанному: лѣто здѣсь вообще—наиболѣе ясное время года, зима или поздняя осень—наиболѣе пасмурное; колебанія облачности сравнительно не очень велики. Зимою преобладаютъ низкія, тяжелыя формы облаковъ, лѣтомъ наблюдаются всѣ ихъ формы. Кривыя для Москвы и Казани на черт. 85 даютъ примѣры сказаннаго. Въ мѣстностяхъ съ очень континентальнымъ климатомъ (Сибирь, особенно—восточная) лѣто,—обратно,—наиболѣе облачное время года, зима же съ ея морозами отличается наименьшею, вообще крайне малою облачностью. Примѣромъ можетъ служить кривая годового хода облачности для Нерчинскаго завода [1]). На океанахъ вообще,—особенно въ высокихъ широтахъ, облач-

---

[1]) Причины до извѣстной степени будутъ ясны, когда придется говорить объ областяхъ высокаго и низкаго давленія въ динамикѣ атмосферы.

ность больше, колебанія ея не велики; лѣтомъ она—наибольшая, зимою—наименьшая, какъ это видно на кривой для океановъ (по Ханну) на черт. 85.

Для суточныхъ измѣненій облачности на основаніи очень немногочисленныхъ наблюденій въ среднихъ широтахъ на материкахъ получается сравнительно простой ходъ; наименьшая облачность падаетъ на вечеръ (10—11 час.), затѣмъ она увеличивается, къ полудню достигаетъ максимума. Колебанія зимою малы, больше лѣтомъ. Наблюдается однако и другой характеръ измѣненій облачности,—съ максимумомъ въ вечерніе часы; въ тропикахъ это—довольно обычный типъ.

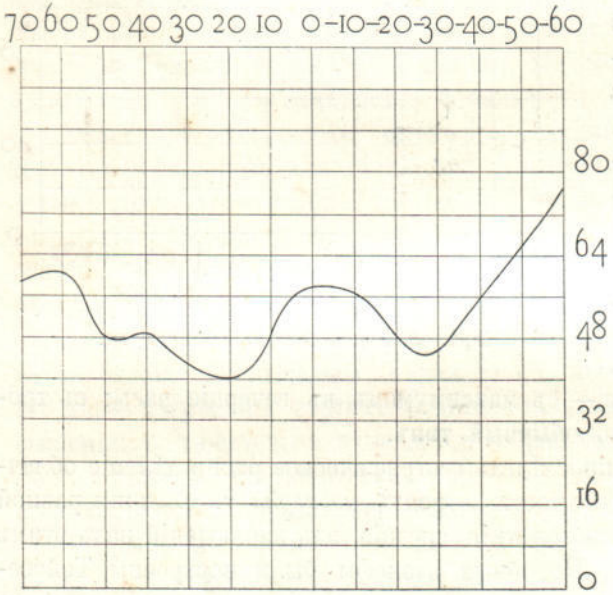


Черт. 85. Годовой ходъ облачности.

Для того, чтобы прослѣдить географическое распредѣленіе облачности по земной поверхности, строятъ *изонефы* т. е. линіи равной облачности, нанося многолѣтнія среднія изъ наблюденій надъ этимъ элементомъ на карту. Подобныя изонефы были построены Тейссеранъ-де-Боромъ для всего земного шара; онѣ однако недостаточно надежны, какъ основанныя на сравнительно небольшомъ числѣ наблюденій. Черт. 86 даетъ, по Арреніусу, представленіе о распредѣленіи облачности по широтамъ. На немъ видно достаточно ясно, что распредѣленіе облачности по поверхности земного шара въ извѣстной мѣрѣ напоминаетъ то, что было сказано (стр. 139, 160) о распредѣленіи температуръ и влажностей по земной поверхности. Наибольшая облачность наблюдается въ экваторіальной полосѣ. Отъ экватора къ полюсамъ облачность уменьшается; въ широтахъ 20^0—30^0 къ сѣверу и югу отъ экватора она достигаетъ наименьшей величины и затѣмъ снова растетъ до широты 60^0 въ сѣв. и южномъ полушаріяхъ. Наблюденія показываютъ въ дополненіе къ этому, что она вообще велика на моряхъ и западныхъ берегахъ материковъ и лѣтомъ больше, чѣмъ зимою. На материкахъ,—особенно на рав-

нинахъ Азіи и въ пустыняхъ Африки, она сравнительно мала. Въ областяхъ съ періодическими вѣтрами (напр. муссоны) она связана съ направленіемъ вѣтра.

Въ тѣсной связи съ облачностью должна, конечно стоять *продолжительность солнечнаго сіянія* (ср. стр. 50 и 51), регистрируемаго на станціяхъ геліографами [1]). Наблюденія показываютъ, что въ годичномъ своемъ ходѣ эта послѣдняя величина измѣняется обратно облачности: число часовъ солнечнаго сіянія, какъ и нужно ожидать, тѣмъ больше, чѣмъ меньше облачность, и наоборотъ.



Черт. 86. Распредѣленіе облачности по широтамъ.

Особенно важенъ для метеорологическихъ сопоставленій былъ бы, если бы записи геліографовъ были болѣе надежны и менѣе зависѣли отъ индивидуальныхъ качествъ приборовъ и бумаги, служащей для регистраціи, суточный ходъ солнечнаго сіянія, такъ какъ тогда наблюденія этого рода могли бы дать болѣе или менѣе точное понятіе о зависящихъ отъ колебаній облачности суточныхъ измѣненіяхъ инсоляціи.

При всей грубости геліографовъ и малой надежности ихъ записей, числа, этимъ путемъ полученныя, даютъ рядъ важныхъ фактовъ относительно суточныхъ измѣненій продолжительности солнечнаго сіянія. Оказывается, что по Ханну для средней Европы, гдѣ—наибольшее число измѣреній этого рода,—продолжительность сіянія солнца въ теченіе сутокъ имѣетъ правильный ходъ съ максимумомъ въ зимнее время между 1—2 часами дня (за исключеніемъ горъ, гдѣ суточный ходъ этого элемента иной). Продолжительность сіянія—меньше до полудня, чѣмъ послѣ полудня. Тоже имѣетъ мѣсто на береговыхъ станціяхъ и въ болѣе высокихъ широтахъ, но максимумъ сіянія наблюдается нѣсколько ранѣе полудня. Лѣтомъ, напротивъ, вездѣ максимумъ сіянія наблюдается до

---

[1]) Вычисляется обыкновенно въ доляхъ часа промежутокъ времени, въ теченіе котораго солнце не было закрыто облаками за каждый часъ; берется также иногда отношеніе дѣйствительнаго времени сіянія солнца къ возможному. Здѣсь идетъ рѣчь о первой величинѣ.

полудня (9—10 час. у.) и въ предполуденные часы сіяніе солнца больше, чѣмъ въ послѣполуденные.

Причина этихъ колебаній продолжительности солнечнаго сіянія—типичныя для различныхъ часовъ дня, временъ года и мѣстностей измѣненія облачности. Тамъ, гдѣ наибольшая облачность падаетъ на предполуденные часы, что имѣетъ мѣсто при низкихъ облакахъ или туманѣ зимою на материкѣ и на берегахъ, понятно,—наибольшее сіяніе солнца придется на послѣполуденные часы съ максимумомъ послѣ полудня. Наоборотъ, въ теплое время дня лѣтомъ на материкѣ при сильныхъ восходящихъ токахъ имѣетъ мѣсто усиленное образованіе кучевыхъ облаковъ; поэтому и продолжительность сіянія солнца до полудня больше и максимумъ ея сдвинутъ на утренніе часы.

52. **Осадки**. Когда шла рѣчь о строеніи облаковъ и тумана, было указано, что уже слабаго восходящаго потока воздуха достаточно для удержанія водяныхъ капелекъ отъ паденія; и однако облака сплошь и рядомъ разрѣшаются осадками, водяныя капельки или кристаллы льда перестаютъ держаться въ воздухѣ и начинаютъ падать на земную поверхность. Процессъ, которымъ свободно плавающія въ воздухѣ сравнительно мелкія капельки превращаются въ капли дождя, представляется въ слѣдующемъ видѣ.

Главныя массы осадковъ доставляются облаками восходящихъ потоковъ или, рѣже, облаками охлажденія, но не облаками смѣшенія. Закрывая земную поверхность отъ инсоляціи или излученія, образующійся при наступленіи конденсаціи туманъ или облако самъ начинаетъ нагрѣваться лучами солнца или охлаждаться излученіемъ; затѣмъ различныя части его, находясь на различныхъ высотахъ, будутъ и поэтому имѣть различную температуру. Уже вслѣдствіе этихъ только причинъ трудно ожидать, чтобы капельки тумана или облака были всѣ одинаковыхъ размѣровъ. А какъ только появились капельки различныхъ размѣровъ, то, будутъ ли онѣ падать или подыматься вверхъ,—вслѣдствіе сопротивленія воздуха скорость ихъ движенія будетъ неодинакова: капельки меньшихъ размѣровъ будутъ всегда двигаться медленнѣе капелекъ большихъ размѣровъ [1]). Большія капельки, догоняя капельки меньшихъ размѣровъ, будутъ стал-

---

[1]) Это будетъ вполнѣ понятно, если вспомнить условія паденія тѣлъ въ воздухѣ. Сопротивленіе воздуха паденію можно разсматривать, какъ противоположную тяжести силу, уменьшающую паденіе. Если g—ускореніе силы тяжести, то при сопротивленіи воздуха оно превратится въ g', такъ какъ вмѣсто вѣса падающаго тѣла p на тѣло это дѣйствуетъ сила $p-f$, гдѣ f—сопротивленіе воздуха. Но $g : g' = p : p-f$ при данной массѣ или $g' = g\left(1-\frac{f}{p}\right)$. Сопротивленіе ($f$) пропорціонально площади большого круга т. е. квадрату его радіуса, а p—вѣсъ тѣла—объему т. е. кубу радіуса; поэтому $g' = g\left(1-\frac{k}{R}\right)$ т. е. g' тѣмъ меньше, чѣмъ меньше радіусъ шара.

киваться и сливаться съ ними и могутъ достигнуть такого размѣра, что уже будутъ не въ состояніи восходящими потоками поддерживаться въ воздухѣ. При паденіи это же явленіе можетъ происходить въ еще болѣе значительныхъ размѣрахъ. Падая изъ болѣе высокихъ слоевъ, крупныя капельки должны чрезъ нѣкоторое время достигнуть слоевъ, гдѣ болѣе мелкія капли будутъ имѣть высшую температуру; поэтому на крупныхъ и болѣе холодныхъ капелькахъ можетъ въ насыщенномъ воздухѣ происходить конденсація, еще болѣе увеличивающая ихъ массу и размѣры. Увеличенію капель, могутъ затѣмъ содѣйствовать и молекулярныя силы. Упругость паровъ, нужныхъ для насыщенія воздуха, вокругъ капелекъ при данной температурѣ будетъ тѣмъ больше, чѣмъ больше кривизна капельки т. е. чѣмъ меньше сама капелька; поэтому около болѣе крупныхъ капелекъ воздухъ можетъ перейти при данной температурѣ уже чрезъ точку насыщенія, тогда какъ вокругъ капелекъ болѣе мелкихъ воздухъ будетъ еще не насыщенъ парами. При этихъ условіяхъ мелкія капельки могутъ испаряться еще въ то время, когда на поверхности капелекъ большихъ уже идетъ конденсація паровъ; а тогда капельки крупнѣйшія будутъ расти на счетъ болѣе мелкихъ. Наконецъ электрическія силы, существующія въ атмосферѣ, могутъ если не вызвать, то въ извѣстной мѣрѣ облегчить сліяніе мелкихъ водяныхъ капель въ болѣе крупныя.

Перечисленные процессы вызовутъ появленіе крупныхъ капелекъ въ облакѣ или слоѣ тумана. Когда капли воды достигаютъ извѣстныхъ размѣровъ, паденіе ихъ настолько ускоряется, что облако разрѣшается *дождемъ*. Впрочемъ начавшееся на нѣкоторой высотѣ паденіе дождевыхъ капель еще не значитъ, что эти капли достигнутъ непремѣнно земной поверхности. Попадая въ слои воздуха, ненасыщенные водяными парами, дождевыя капли могутъ снова испаряться и исчезнуть ранѣе достиженія земной поверхности. Подобные случаи извѣстны изъ практики воздухоплавателей, которыми иногда наблюдался между облаками на высотѣ дождь, тогда какъ внизу на землѣ не выпадало ни одной его капли.

Кромѣ дождя, снѣга или града т. е. осадковъ въ собственномъ смыслѣ этого слова, къ осадкамъ относятся и нѣкоторые случаи конденсаціи водяныхъ паровъ, когда нѣтъ настоящаго *выпаденія* воды сверху внизъ. Такъ къ осадкамъ причисляются: роса, иней, изморозь—такъ называемые *гидрометеоры*, которые будутъ разсмотрѣны далѣе отдѣльно; пока же разсматриваются осадки въ собственномъ смыслѣ этого слова.

Были неоднократно дѣлаемы попытки опредѣлить количество жидкой воды, содержимой облакомъ; всасывая въ трубки съ гигроскопическими, жадно поглощающими воду веществами воздухъ тумана или облака, возможно подойти къ рѣшенію этого вопроса. Подобныя измѣренія показали, что въ среднихъ широтахъ облака рѣдко даютъ больше 4 гр. воды на 1 куб. метръ воздуха. Только въ самыхъ плотныхъ, наиболѣе богатыхъ водою облакахъ восходящаго потока можно предполагать большее содержаніе воды,—до 10 гр. на 1 куб. м. Въ тропикахъ, гдѣ восходящіе потоки достигаютъ значительно большей мощности, чѣмъ въ среднихъ широтахъ, можно ждать еще большого содержанія воды; въ полярныхъ странахъ, напротивъ, оно будетъ, конечно, значительно меньше. Подобнаго рода измѣренія показываютъ, что даже при толщинѣ около 5 килом. облако дастъ не болѣе 50 килогр. воды на 1 квадр. м. или слой воды толщиною не свыше 50 мм.

Такъ какъ капельки дождя падаютъ изъ слоевъ воздуха съ болѣе низкой температурой, чѣмъ земная поверхность, то, какъ и надо ожидать, въ большинствѣ случаевъ осадки имѣютъ температуру болѣе низкую, чѣмъ тѣ слои воздуха, гдѣ эти осадки собираются въ пріемники. Извѣстны даже случаи, когда капельки дождя приходятъ на земную поверхность переохлажденными ниже 0^0; тогда, падая на твердую поверхность, онѣ превращаются мгновенно въ ледъ, одѣвая деревья, столбы, изгороди и т. п. плотною ледяною корою (*ожеледь*).

Капли дождя и кристаллы льда, падающіе изъ насыщеннаго воздуха на землю въ видѣ осадковъ, при своемъ паденіи нерѣдко увлекаютъ и различныя примѣси, плавающія взвѣшенными въ воздухѣ. Неоднократно наблюдались грязные дожди, каплями которыхъ приносилась обратно на землю пыль, поднятая вѣтромъ на нѣкоторую высоту въ атмосферу. На берегахъ моря осадки содержатъ слѣды морской соли, поднимаемой всплесками и брызгами волнъ и остающейся взвѣшенною въ нижнихъ слояхъ воздуха. Рѣже наблюдаются окрашенные или кровавые дожди, содержащіе различныя поднятыя на воздухъ вещества растительнаго происхожденія.

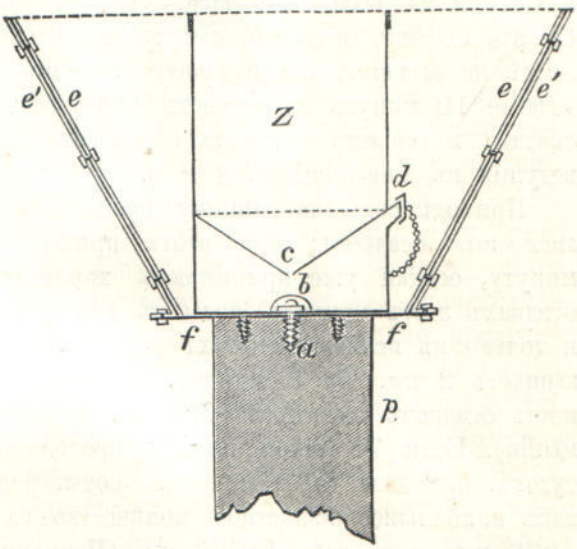
Проходя чрезъ воздухъ, капли дождя растворяютъ или поглощаютъ обыкновенно и нѣкоторыя изъ его составныхъ частей. Химическій анализъ открываетъ почти постоянно въ осадкахъ большія или меньшія количества азотныхъ соединеній. Нѣкоторые твердые виды осадковъ (иней, изморозь) оказываются особенно богатыми азотомъ.

Въ этомъ отношеніи чрезвычайно поучительны изслѣдованія, произведенныя для различныхъ пунктовъ надъ содержаніемъ различныхъ примѣсей въ осадкахъ. Такъ для Петербурга напр. выяснено (изслѣдованія Витыня на Агроном. ст. при Лѣсн. Инст.), что при W вѣтрахъ въ осадкахъ замѣтно значительное содержаніе хлора (до 19,32 мгр. на 1 литръ); при S вѣтрахъ осадки здѣсь содержатъ на каждый 1 литръ до 32,92 мгр. сѣрной кислоты, выдѣляющейся при горѣніи каменнаго угля подъ котлами Петербургскихъ фабрикъ. Подобныя цифры наглядно иллюстрируютъ, насколько существенно на составъ осадковъ могутъ вліять мѣстныя причины, связанныя тѣсно съ мѣстами ихъ происхожденія.

53. **Измѣреніе осадковъ; ихъ количество и интензивность; ливни.** Для измѣренія количества осадковъ употребляются *дождемѣры*, представляющіе собою сосуды съ точно опредѣленнымъ сѣченіемъ; для приданія неизмѣнности пріемному сѣченію верхній край дождемѣра снабжаютъ обыкновенно отточеннымъ массивнымъ кольцомъ. Поставленный на нѣкоторой высотѣ, такой дождемѣръ собираетъ въ своей нижней части выпавшую воду; для ея измѣренія служитъ обыкновенная мензура. Принято всегда выражать количество выпавшей воды толщиною образовавшагося изъ нея слоя; поэтому и на мензурахъ обыкновенно дѣленія прямо даютъ высоту осадковъ въ миллиметрахъ.

Дождемѣръ не даетъ, однако, вполнѣ точнаго количества выпавшей воды: часть ея потратится непремѣнно на смачиваніе стѣнокъ сосуда. Кромѣ того даже при слабомъ вѣтрѣ всегда имѣетъ мѣсто выдуваніе осадковъ изъ дождемѣра. Выдуваніе осадковъ изъ дождемѣра происходитъ вслѣдствіе того, что слой движущагося воздуха, встрѣчая неподвижное препятствіе (въ дождемѣрѣ—его стѣнку), образуетъ около нея воздуховороты, которые, захватывая мелкія и легкія капельки дождя или снѣжинки, выносятъ ихъ вонъ изъ дождемѣра. Чѣмъ сильнѣе вѣтеръ и чѣмъ легче капельки или снѣжинки, тѣмъ большее количество падающихъ осадковъ такими воздуховоротами у краевъ дождемѣра будетъ не допущено въ приборъ, тѣмъ больше, значитъ, будетъ выдуваніе осадковъ. Для того, чтобы ослабить это выдуваніе, дождемѣръ снабжаютъ обыкновенно предохранительнымъ конусомъ Нифера. Это—опрокинутый вершиною внизъ усѣченный конусъ (черт. 87), снизу почти вплотную охватывающій дождемѣръ, верхними краями лежащій въ одной плоскости съ отверстіемъ дождемѣра. Отклоняя своими краями потокъ движущагося воздуха внизъ и ослабляя воздуховороты внутри

дождемѣра, такой конусъ значительно уменьшаетъ и выдуваніе осадковъ. Сравнительныя наблюденія по защищенному такимъ конусомъ дождемѣру и по дождемѣру, не имѣющему такой защиты, показываютъ, что въ среднемъ за годъ защищенный дождемѣръ даетъ на 7% больше осадковъ, чѣмъ дождемѣръ незащищенный. Въ отдѣльныхъ случаяхъ, напр. при зимнихъ мятеляхъ, разница между ними можетъ быть несравненно больше; наблюдались случаи, когда незащищенный дождемѣръ давалъ всего только 40—50% того количества, которое собиралъ дождемѣръ, защищенный предохранительнымъ конусомъ.



Черт. 87. Дождемѣръ съ защитою Нифера.

Въ выдуваніи осадковъ вѣтромъ лежитъ причина того явленія, что количество осадковъ уменьшается по мѣрѣ поднятія дождемѣра надъ поверхностью почвы. Какъ будетъ указано далѣе, сила вѣтра быстро возрастаетъ снизу вверхъ; чѣмъ сильнѣе вѣтеръ, тѣмъ больше выдуваніе; поэтому два дождемѣра, поставленные безъ надежной защиты отъ выдуванія осадковъ на различныхъ высотахъ надъ землею, даютъ различныя количества осадковъ. Разницы между ихъ показаніями быстро сглаживаются, какъ только приняты мѣры отъ выдуванія осадковъ.

Общая масса воды, скопившаяся въ дождемѣрѣ, даетъ понятіе о количествѣ выпавшей въ видѣ осадковъ воды въ теченіе нѣкотораго промежутка времени. Но количество осадковъ не даетъ еще полной характеристики того, какъ падала эта вода. Одно и тоже количество воды, напр. 30 мм., дастъ совершенно различные эффекты, смотря по тому времени, въ теченіе котораго выпали эти осадки: 30 мм. осадковъ, растянувшіеся на цѣлые 24 часа, дадутъ только хорошій *дождь*, обильно орошающій земную поверхность; но тѣже 30 мм. осадковъ, выпавшіе въ теченіе 10 минутъ, дадутъ уже *ливень*, который въ соединеніи съ шквалами вѣтра легко можетъ

повалить хлѣба или травянистую растительность; въ достаточно неровной, пересѣченной мѣстности такой ливень переполнитъ всѣ естественные водостоки и можетъ вызвать наводненіе или затопленіе болѣе низкихъ участковъ. Разница между тѣмъ и другимъ случаемъ заключается только въ томъ, что 30 мм. осадковъ, растянувшихся на цѣлые 24 часа, успѣвая впитываться въ почву или стекать по естественнымъ и искусственнымъ скатамъ и водостокамъ, нигдѣ не вызовутъ значительнаго скопленія воды; тѣже 30 мм. въ теченіе 10 минутъ не успѣютъ впитаться въ почву или стечь по скатамъ и стокамъ и могутъ образовать скопленія водныхъ массъ, ведущія къ наводненіямъ и т. п.

Приходъ воды за единицу времени принято называть *интензивностью* осадковъ; если этотъ приходъ перейдетъ за 1 мм. въ минуту, осадки уже принимаютъ характеръ ливня. Въ обычныхъ осадкахъ этотъ приходъ воды въ 1 минуту много меньше 1 мм. и только въ исключительныхъ по интензивности случаяхъ онъ превышаетъ 2 мм. въ 1 минуту. Наибольшая извѣстная интензивность осадковъ достигала 10,2 мм. въ минуту (Арджисъ, въ Румыніи). Если бы такой ливень продолжался въ теченіе цѣлыхъ сутокъ, онъ далъ бы количество воды, равное 14,7 метра, тогда какъ наибольшее извѣстное количество за сутки не превосходитъ 1036 мм., а за годъ 11790 мм. (Черрапунджи, въ Индіи).

Кромѣ количества и интензивности для характеристики распредѣленія осадковъ въ теченіе даннаго промежутка времени служитъ еще ихъ *повторяемость или число дней съ осадками*. Согласно постановленіямъ международныхъ метеорологическихъ конгрессовъ за дни съ осадками принято считать только такіе, за которые сумма выпавшихъ осадковъ не менѣе 0,1 мм. Общее количество осадковъ за болѣе продолжительные промежутки времени опредѣляется мѣсячными и годовыми суммами осадковъ.

54. **Распредѣленіе осадковъ по земной поверхности; ихъ періодическія измѣненія.** Для изученія распредѣленія осадковъ по земной поверхности среднія мѣсячныя или годовыя ихъ суммы за большое число лѣтъ наблюденій наносятся на географическую карту и пункты земной поверхности съ одинаковыми суммами осадковъ соединяются линіями равныхъ осадковъ или *изогіетами*. Черт. 88 представляетъ такое распредѣленіе осадковъ въ среднемъ за годъ.

Наибольшія массы воды содержатся и доставляются въ видѣ осадковъ, какъ уже указано было выше, облаками восходящихъ потоковъ. Поэтому на земной поверхности надо ожидать наибольшихъ суммъ осадковъ тамъ, гдѣ восходящіе потоки достигаютъ

наибольшей мощности; это имѣетъ мѣсто въ экваторіальной полосѣ и затѣмъ въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ движущійся воздухъ, встрѣчая склоны горъ, по нимъ поднимается вверхъ. На картѣ осадковъ (черт. 88) дѣйствительно тропики и склоны высокихъ горныхъ цѣпей отличаются наибольшими годовыми количествами осадковъ; въ Черрапунджи (Индія) годовая сумма осадковъ достигаетъ 11790 мм. т. е. за годъ собирается слой воды толщиною почти до 12 метр. [1]).

Велики очень осадки также на юго-западныхъ склонахъ горъ тропической Африки; такъ у подножія Пика-Камерунъ—годовыя суммы осадковъ свыше 10000 мм. Немногимъ меньше осадки на островахъ экваторіальной полосы Тихаго океана (Каролинскіе, Фиджи, Самоа и т. д.;—сумма за годъ свыше 6000 мм.).

Въ томъ случаѣ, когда высокія нагорья имѣютъ, подъ вліяніемъ инсоляціи, значительно болѣе высокую температуру, чѣмъ приносимыя къ нимъ вѣтромъ массы воздуха, можетъ происходить нагрѣваніе и удаленіе отъ насыщенія водяными парами проносящагося надъ нимъ воздуха; такія нагорья отличаются сравнительной бѣдностью осадковъ. Тоже самое наблюдается, когда, переваливъ черезъ горную цѣпь и отдавъ свою воду той сторонѣ ея, по которой поднимался, воздухъ переходитъ на подвѣтренную сторону и здѣсь отчасти опускается, нагрѣваясь и этимъ удаляясь отъ насыщенія парами. Точно также и всегда опусканіе воздуха, сопровождаемое его адіабатическимъ нагрѣваніемъ и обѣднѣніемъ водяными парами, будетъ сопровождаться уменьшеніемъ влажности, если не полнымъ исчезновеніемъ осадковъ. Поэтому именно наблюдается большая бѣдность осадками въ центральныхъ частяхъ Африки и Азіи. Такъ въ Сахарѣ мѣстами годовая сумма осадковъ падаетъ до 100 мм. [2]); не многимъ большія количества осадковъ даетъ Туркестанъ.

Полярныя страны при низкой температурѣ воздуха также отличаются бѣдностью осадковъ. Только тамъ, гдѣ теплыя и влажныя морскія теченія (Норвегія) приносятъ при юго-западныхъ вѣтрахъ обильныя количества паровъ, наблюдаются на прибрежныхъ горныхъ цѣпяхъ значительныя суммы осадковъ.

Количество осадковъ вообще растетъ съ высотою мѣстности, но до извѣстнаго предѣла: наблюденіями установлено, что на нѣкоторой высотѣ въ горахъ количество осадковъ наибольшее, а выше

---

[1]) А максимальное за годъ количество осадковъ въ 1861 г. здѣсь достигло 23269 мм..

[2]) Въ Куибисъ (Нѣмецкая Ю.-В. Африка) за весь 1908 г. сумма осадковъ составила, по Ханну, 21.9 мм.

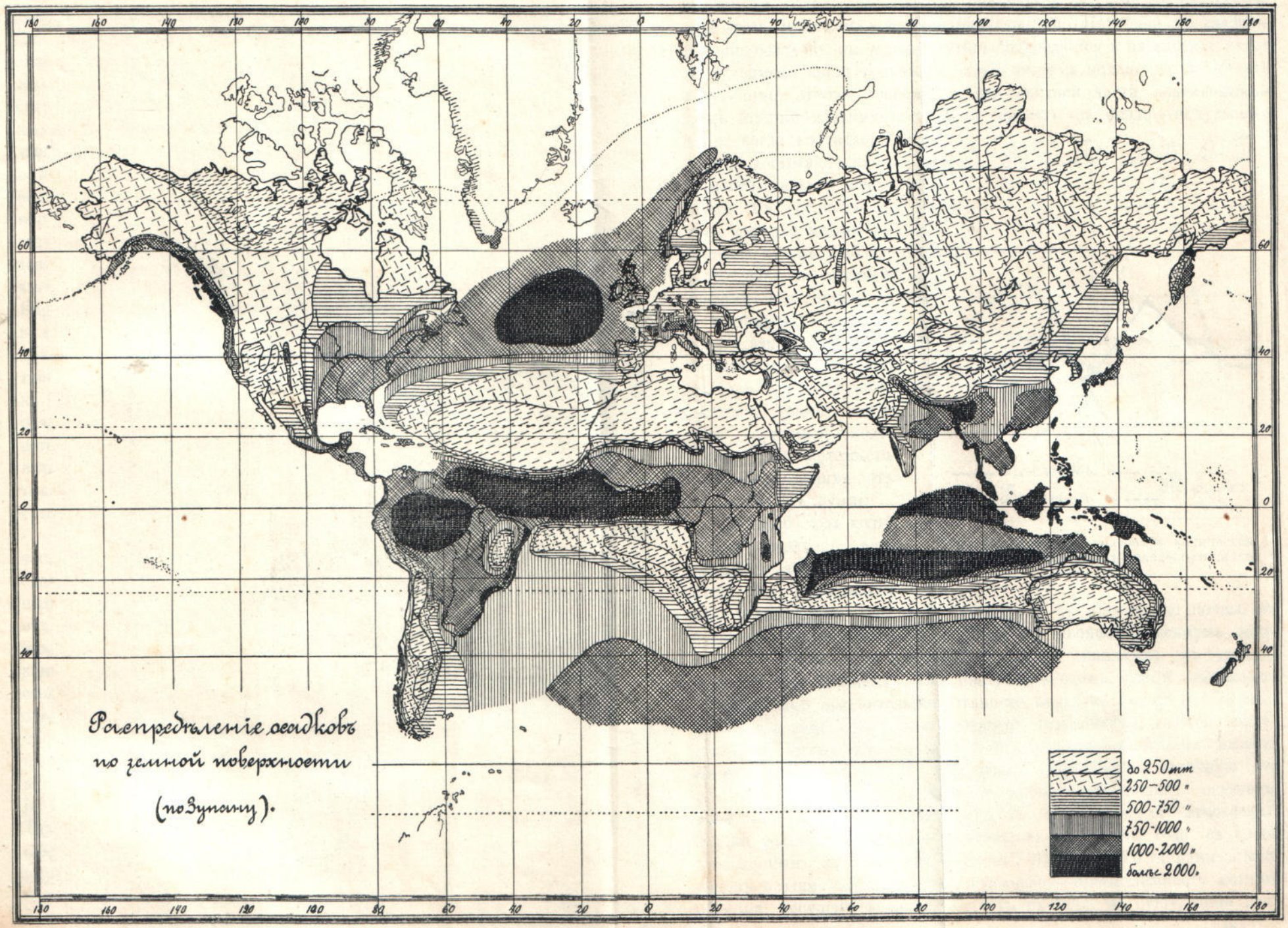
этого предѣла оно снова убываетъ. Причина, до извѣстной степени, понятна: восходящіе потоки, образующіеся вслѣдствіе того, что вѣтеръ встрѣчаетъ преграду и массы воздуха должны подниматься вверхъ, даютъ увеличеніе осадковъ съ одной стороны; наличность сильно охлажденныхъ излученіемъ поверхностей породъ или снѣга, надъ которыми именно въ силу ихъ охлажденія упругость паровъ сильно уменьшена, можетъ вызывать усиленную конденсацію по сравненію съ тѣми же высотами въ свободной атмосферѣ съ другой. Выше опредѣленнаго пояса, гдѣ конденсація паровъ достигаетъ максимума, доходятъ уже массы воздуха, содержащія вслѣдствіе ихъ низкой температуры небольшіе запасы паровъ; поэтому и количество осадковъ за этимъ поясомъ должно падать.

На общую картину распредѣленія осадковъ по земной поверхности чрезвычайно сильно вліяютъ непеpіодическія измѣненія погоды. Атмосферные вихри, вызывая движенія въ атмосферѣ и переносясь на огромныя разстоянія, приносятъ, какъ, увидимъ позднѣе, огромныя количества воды въ такія мѣста, гдѣ иначе не могло бы имѣть мѣста выпаденіе осадковъ. Въ силу этого общая картина распредѣленія осадковъ получается гораздо сложнѣе, чѣмъ она была бы безъ этихъ непеpіодическихъ движеній. Только этимъ путемъ можетъ напримѣръ возникнуть такое распредѣленіе осадковъ, какъ въ сѣверной половинѣ Атлантическаго океана, гдѣ къ сѣверу отъ тропической, обильной осадками полосы лежитъ область, сравнительно очень бѣдная осадками, а еще сѣвернѣе снова наблюдается увеличеніе осадковъ (въ широтахъ Великобританіи), которое дальше къ сѣверу снова смѣняется областью, бѣдною осадками.

Въ Европѣ наибольшія количества осадковъ наблюдаются на западныхъ ея окраинахъ (берега Англіи, Шотландіи, Норвегіи, Португаліи), а также на западныхъ берегахъ ея южныхъ полуострововъ или перешейковъ (зап. Италія, крайняя зап. часть Балканскаго полуострова, ю. в. берегъ Чернаго моря). Общее количество осадковъ Европы колеблется между 500—1000 мм. за годъ (исключая горы); въ указанныхъ же окраинахъ мѣстами годовая сумма достигаетъ значительно большихъ величинъ—до 4310 мм. на с.-з. Англіи и 4642 мм. въ Црквице въ Далмаціи; 2039 мм. въ Сочи (Черном. губ.), 2370 въ Батумѣ (Кутаисск. губ.).

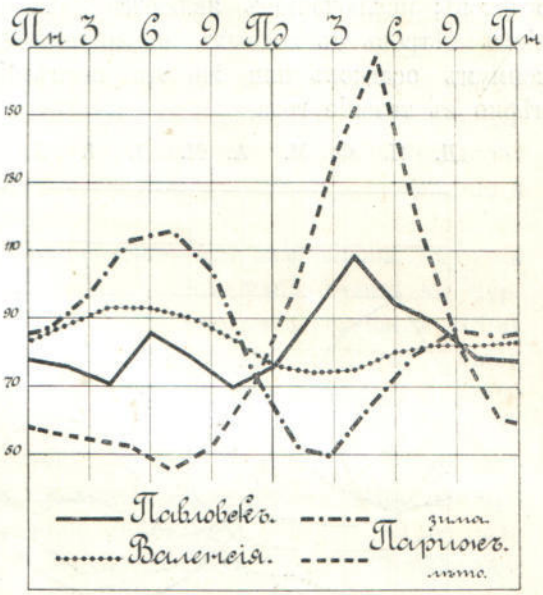
Періодическія колебанія осадковъ оказываются сложными и очень разнообразными для различныхъ частей земной поверхности.

Суточный ходъ осадковъ наиболѣе простъ на океанахъ и береговыхъ станціяхъ, гдѣ вообще восходящіе токи наиболѣе слабы;


Распредѣленіе осадковъ
по земной поверхности
(по Зупану).
до 250 mm
250–500 "
500–750 "
750–1000 "
1000–2000 "
больш. 2000.

Черт. 88.

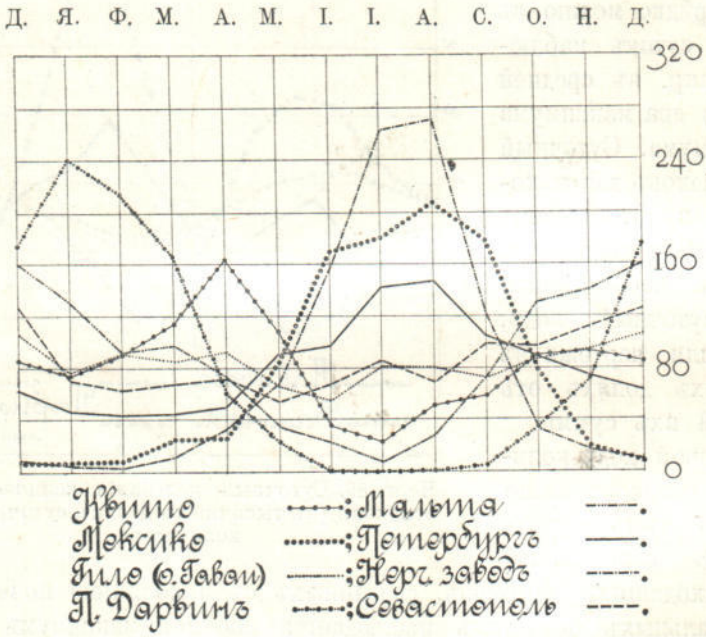
максимумъ количества осадковъ приходится здѣсь на послѣполуночные часы, минимумъ—на послѣполуденные. Подобное же распредѣленіе осадковъ въ теченіе сутокъ наблюдается и на многихъ станціяхъ зимою, когда восходящіе токи воздуха можно считать отсутствующими; лѣтомъ, наоборотъ, на большей части континентальныхъ станцій максимумъ осадковъ падаетъ на около—полуденные часы, когда восходящіе потоки достигаютъ наибольшей силы и мощности. Въ среднемъ за годъ нерѣдко можно въ теченіе сутокъ наблюдать (напр. въ средней Европѣ) два максимума и минимума. Суточный ходъ осадковъ для нѣкоторыхъ пунктовъ данъ на черт. 89; количества осадковъ, чтобы яснѣе дать суточный ходъ, взяты для чертежа въ тысячныхъ доляхъ отъ суточной ихъ суммы.



Черт. 89. Суточныя колебанія количества осадковъ (въ тысячныхъ доляхъ суточнаго количества.

Годовой ходъ количества осадковъ еще сложнѣе, чѣмъ суточный. Въ зависимости отъ восходящихъ потоковъ, связанныхъ съ инсоляціею почвы, въ экваторіальныхъ областяхъ наблюдается двойной максимумъ осадковъ (во время равноденствій) и двойной минимумъ (въ солнцестояніи). Въ тропикахъ уже наступаетъ одинъ лѣтній максимумъ осадковъ при сравнительной бѣдности осадковъ въ теченіе остальной части года. Этотъ ходъ осадковъ оказывается, однако, нарушеннымъ тамъ, гдѣ господствующія воздушныя теченія имѣютъ опредѣленное направленіе или рѣзко выраженную годичную періодичность, обусловливающую и время наибольшихъ осадковъ. Такъ въ поясѣ пассатныхъ вѣтровъ (см. динамику атмосферы) осадки распредѣлены болѣе равномѣрно въ теченіе года съ слабо выраженнымъ зимнимъ максимумомъ. Въ областяхъ типичныхъ муссоновъ осадки уже почти исключительно—принадлежность лѣтняго муссона, несущаго влажный воздухъ съ моря на сушу, тогда какъ

зима здѣсь—время сухое; мѣсячныя суммы осадковъ зимою здѣсь иногда падаютъ до 0. Въ подтропической области, составляющей переходную отъ тропиковъ къ среднимъ широтамъ полосу, годовой ходъ осадковъ имѣетъ опредѣленно выраженный зимній максимумъ при сравнительной бѣдности осадковъ лѣтомъ [1]). Наконецъ въ умѣренныхъ широтахъ наблюдается лѣтній или раннеосенній максимумъ осадковъ; исключеніемъ являются лишь побережья, гдѣ подъ вліяніемъ вѣтровъ съ водныхъ поверхностей наблюдается зимній максимумъ осадковъ или же эти послѣдніе распредѣляются равномѣрно въ теченіе года.



Черт. 90. Годовыя колебанія количества осадковъ (въ тысячныхъ доляхъ годовой суммы).

Черт. 90 даетъ наглядные примѣры сказаннаго; какъ на предыдущемъ чертежѣ, количества осадковъ для большей сравнимости и здѣсь выражены въ тысячныхъ доляхъ отъ годовой суммы.

Для періодическихъ колебаній осадковъ не менѣе характеристичною, чѣмъ сумма ихъ, является еще и ихъ *повторяемость* или число дней съ осадками. Однако въ виду того, что различные мѣсяцы имѣютъ различное число дней, для характеристики осадковъ при-

[1]) Основная причина явленія—условія, созданныя циркуляціею атмосферы, о чемъ будетъ рѣчь позднѣе,—въ динамикѣ атмосферы.

нято вычислять ихъ *вѣроятность* т. е. отношеніе наблюденнаго за большой промежутокъ времени числа дней съ осадками ко всему числу дней мѣсяца или періода.

Этимъ путемъ удалось установить нѣкоторые важные факты. Такъ оказывается, что за сутки вѣроятность осадковъ имѣетъ иной ходъ, чѣмъ ихъ количество; дожди послѣполуденные поэтому, по Воейкову, должны дать больше воды за тоже время, чѣмъ предполуденные, что впрочемъ до извѣстной степени и понятно, если послѣполуденные дожди—результатъ восходящихъ потоковъ. Въ годовомъ ходѣ повторяемость осадковъ имѣетъ очень сложный, мало опредѣленный характеръ, потому что непеpіодическія измѣненія осадковъ вызываютъ сильнѣйшія колебанія не только годовыхъ суммъ, но и времени ихъ максимума и минимума.

Остается еще сказать въ заключеніе, что наибольшія за сутки количества осадковъ, какъ уже указывалось, наблюдались въ Черрапунджи въ Іюнѣ до 1036 мм. Не многимъ уступаетъ этому числу количество осадковъ въ Танабе (Японія) 902 мм. (Авг.). Въ Европѣ наибольшія количества осадковъ наблюдалось въ Цркви́це (Далмація) 323 мм. Въ Россіи въ Батумѣ (Закавказье) и Самакшанахъ (Бессар. губ.) получены 261 и 209 мм.

55. **Туманъ; роса, иней, изморозь, гололедица.** При разборѣ различныхъ случаевъ конденсаціи было уже указано на условія образованія вблизи земной поверхности *тумана* [1]) при охлажденіи воздуха излученіемъ; строеніе тумана также уже было разсмотрѣно. Но не только охлажденіе почвы лучеиспусканіемъ вызываетъ появленіе тумана; смѣшеніе массъ воздуха различныхъ температуръ,—особенно надъ океанами или въ прибрежныхъ странахъ,—благопріятствуетъ образованію тумана (Ньюфаундлендскіе туманы). Такъ какъ для конденсаціи воды въ капельно-жидкомъ видѣ необходимо присутствіе твердыхъ частицъ пыли, то образованіе тумановъ чрезвычайно облегчено тамъ, гдѣ массы фабрикъ и печныхъ трубъ выбрасываютъ дымъ и копоть (туманы большихъ

---

[1]) Отъ обыкновеннаго, влажнаго тумана надо совершенно отличать *сухой туманъ*, имѣющій съ первымъ только одинаковое названіе и подобно ему дѣлающій воздухъ менѣе прозрачнымъ. Происхожденіе сухого тумана совершенно отлично отъ тумана влажнаго. Сухой туманъ есть не что иное, какъ дымъ лѣсныхъ, торфяныхъ или степныхъ пожаровъ или тонкая степная пыль, поднимаемые вѣтромъ и переносимые имъ на значительныя разстоянія. Иногда въ южной и юговосточной Россіи сухой туманъ приносится юговосточными вѣтрами, отличающимися большой сухостью и высокой температурой; такой *суховѣй* гибельно дѣйствуетъ на растительность. Наблюдаются сухіе туманы, состоящіе изъ мелкихъ споръ грибовъ: такіе туманы сопровождаются массовыми пораженіями растеній грибными болѣзнями. Явленіе сухихъ тумановъ вообще мало изслѣдовано.

*

городовъ); чѣмъ больше такой пыли, тѣмъ легче образуется туманъ. Такъ въ Лондонѣ число тумановъ въ послѣднія 20 лѣтъ, съ увеличеніемъ населенія, отопляющаго свои жилища каменнымъ углемъ, и фабричной дѣятельности, увеличилось въ теченіе года съ 50.8 на 74.2 т. е. возрасло почти въ $1^1/_2$ раза.

Въ ясные и тихіе лѣтніе или осенніе вечера и ночи вблизи поверхности почвы, покрытой растительностью, замѣчается появленіе капелекъ жидкой воды, осаждающихся на стебляхъ и листьяхъ растеній и на другихъ предметахъ вблизи поверхности почвы; явленіе это носитъ названіе *росы*. Иногда роса бываетъ настолько сильна и обильна, что капли ея стекаютъ по стеблямъ растеній и смачиваютъ поверхность почвы. Причина этого явленія лежитъ въ ночномъ охлажденіи почвы вслѣдствіе излученія. Такъ какъ ночное охлажденіе почвы тѣмъ больше, чѣмъ прозрачнѣе воздухъ и чѣмъ слабѣе вѣтеръ, перемѣшивающій его, то эти обстоятельства, понятно, благопріятствуютъ образованію росы. Есть, однако, основанія думать, что конденсація паровъ, находящихся въ воздухѣ, не единственный источникъ образованія росы; опыты Айткена и Рэсселя показываютъ, что роса образуется и изъ паровъ, выдѣляемыхъ самою почвою или растеніями.

Для измѣренія количества росы устраиваются особые *росомѣры*. Это—ящикъ, прикрѣпленный къ одному плечу коромысла вѣсовъ и уравновѣшенный грузомъ; ящикъ наполняется землею, покрытою растеніями; измѣненія его вѣса записываются обычнымъ пріемомъ.

Количества воды, собирающіяся въ видѣ росы, такъ невелики, что не могутъ идти въ сравненіе съ обычными осадками. Измѣренія различныхъ изслѣдователей даютъ числа, за отдѣльные дни не превышающія нѣсколькихъ десятыхъ долей мм.; а за весь вегетаціонный періодъ количество росы, собранное въ различныхъ пунктахъ, не превышало 4 мм. Если даже допустить, что оно будетъ, по Гудайлю, вдвое болѣе, то и тогда оно составитъ не болѣе $1^0/_0$ всего количества воды, доставляемаго за годъ осадками.

Въ томъ случаѣ, когда роса наблюдается осенью при низкихъ температурахъ воздуха, на поверхности почвы температуры эти могутъ опуститься ниже 0^0; тогда роса, замерзая, переходитъ въ *иней*, мелкими ледяными кристалликами покрывающій поверхность охлажденныхъ до 0^0 предметовъ.

Наконецъ въ зимнее время наблюдается еще одна разновидность осадковъ, называемая *изморозью*. Послѣ продолжительной морозной погоды при наступленіи оттепелей столбы, деревья, стѣны

домовъ и т. п. покрываются кристаллами льда, осаждающимися на нихъ въ видѣ длинныхъ иголъ. Образованіе этихъ кристалловъ вызывается тѣмъ, что вслѣдствіе малой теплопроводности дерево, камень продолжаютъ нѣкоторое время сохранять болѣе низкую температуру, чѣмъ теплый и влажный воздухъ, приносимый оттепелью. На поверхности такихъ предметовъ происходитъ конденсація паровъ, сопровождающаяся замерзаніемъ капельно-жидкой воды съ образованіемъ кристалловъ. Нарастая мало по малу, кристаллы льда достигаютъ иногда значительной величины.

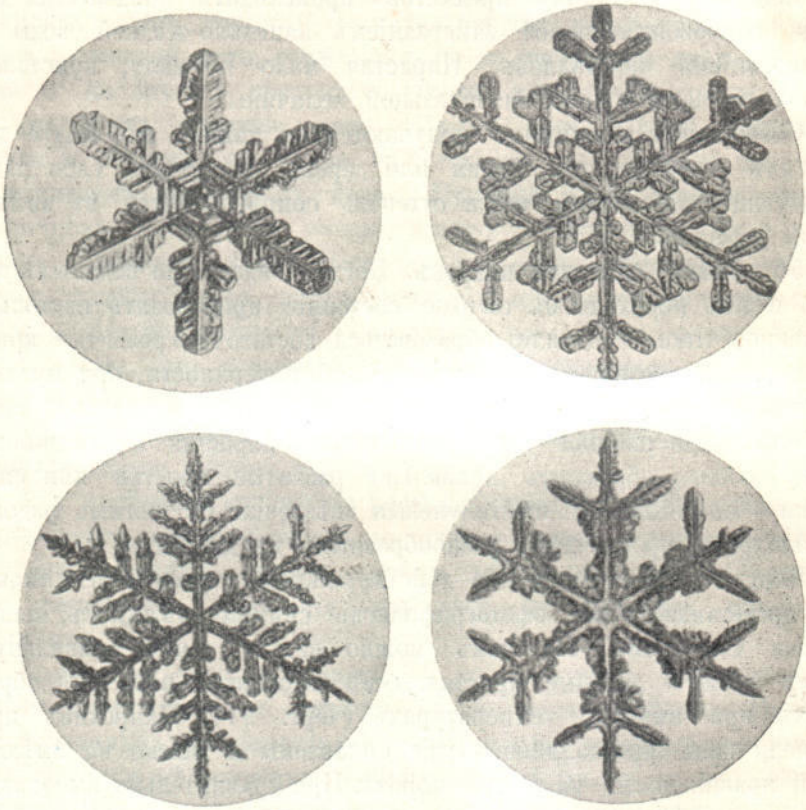
Совершенно аналогично получаются на такихъ же, болѣе холодныхъ поверхностяхъ камня или дерева прозрачные слои льда, образующіе *гололедицу*, когда оттепель сопровождается въ зимнее время дождемъ.

56. **Снѣгъ; снѣговой покровъ.** Когда конденсація водяныхъ паровъ и ихъ переходъ въ твердое состояніе происходятъ настолько медленно, чтобы успѣвали образоваться достаточно развитые кристаллы льда, осадки, достигающіе земной поверхности, принимаютъ обыкновенно форму снѣга. Въ слояхъ воздуха, сравнительно спокойныхъ, кристаллики льда, постепенно нарастая и соединяясь между собою, образуютъ правильно развитые сростки или снѣжинки,—обыкновенно шестилучевыя звѣздочки съ цѣлымъ рядомъ развѣтвленій, чрезвычайно разнообразныхъ въ деталяхъ.

Черт. 91 даетъ понятіе о дѣйствительномъ строеніи снѣжинокъ; онъ представляетъ микрофотографическіе снимки снѣжинокъ, полученные Сигсономъ. На немъ можно видѣть, какую правильную форму имѣютъ ледяные кристаллы въ снѣжинкѣ, пока онѣ образуются при низкихъ температурахъ (черт. 91). Напротивъ при оттепели края кристалликовъ уже оплавлены и далеко не имѣютъ такой правильности, какъ при морозѣ. При сравнительно высокихъ, близкихъ къ 0^0 температурахъ отдѣльныя звѣздочки, сцѣпляясь или сплавляясь между собою даютъ болѣе или менѣе крупныя хлопья снѣга. Въ очень неспокойномъ воздухѣ, при порывахъ вѣтра, часто мѣняющаго свое направленіе, хлопья снѣга скатываются въ бѣлые непрозрачные шарики *крупы*.

Снѣгъ, покрывая въ теченіе зимнихъ мѣсяцевъ въ среднихъ и высокихъ широтахъ поверхность почвы, играетъ значительную роль въ круговоротѣ энергіи. Отличаясь малой теплопроводностью, онъ защищаетъ почву и растительность, ее покрывающую, отъ зимнихъ холодовъ. Насколько велика и существенна можетъ быть при этомъ роль снѣгового покрова, было уже сказано и иллюстрировано цифрами и чертежами (стр. 74—78). Затѣмъ въ видѣ снѣга природа

аккумулируетъ въ теченіе зимы значительные запасы воды на весенніе мѣсяцы; образующаяся изъ снѣга въ это время вода, медленно впитываясь въ оттаивающую почву, составляетъ для оживающихъ растеній запасъ въ такое время года, когда осадки въ среднихъ широтахъ бѣдны.



Черт. 91. Микрофотографіи снѣжинокъ, снятыя Сигсономъ въ (Рыбинскѣ).

Отличаясь далѣе существенно излучающею способностью отъ почвы, снѣгъ не можетъ не вліять своимъ присутствіемъ и на температуру воздуха. Вслѣдствіе большой излучательной способности снѣга температура на поверхности его при излученіи всегда будетъ ниже, чѣмъ на поверхности, лишенной снѣга [1]). Съ другой стороны при инсоляціи снѣгъ не можетъ нагрѣться выше 0^0, поглощая все полу-

[1]) Такъ напр. на поверхности снѣга и почвы, лишенной покрова, наблюдались въ Лѣсномъ 31/XII 1904 и 1/I 1905 минимальныя температуры: —35.°3 и —25.°5, —35.°1 и —26.°2.

ченное тепло на таяніе. Поэтому наличность снѣгового покрова всегда понижаетъ температуру при одинаковыхъ прочихъ условіяхъ сравнительно съ лишенной снѣгового покрова почвой. Наинизшія вблизи земной поверхности температуры всегда именно и наблюдаются тамъ, гдѣ поверхность снѣга охлаждается излученіемъ при отсутствіи обмѣна воздуха,—когда, слѣдовательно, вліяніе снѣгового покрова съ его огромной сравнительно излучающею способностью можетъ безпрепятственно наростать, ненарушаемое перемѣшиваніемъ воздушныхъ слоевъ (Верхоянскъ, ледяныя равнины Гренландіи).

Но еще въ одномъ отношеніи снѣговой покровъ можетъ играть важную роль. Изслѣдованія показали, что при температурахъ ниже 0^0, когда имѣются на лицо незамерзшая (переохлажденная) вода и ледъ, упругость водяныхъ паровъ при насыщеніи будетъ надъ льдомъ меньше, чѣмъ надъ водою. Это обстоятельство можетъ имѣть немаловажное значеніе въ экономіи природы: такимъ образомъ можетъ происходить конденсація на поверхности льда, когда надъ почвою, лишенною снѣга, или надъ незамерзшими водоемами пары еще не достигли насыщенія, можетъ идти своего рода перегонка паровъ изъ одного пункта въ другой.

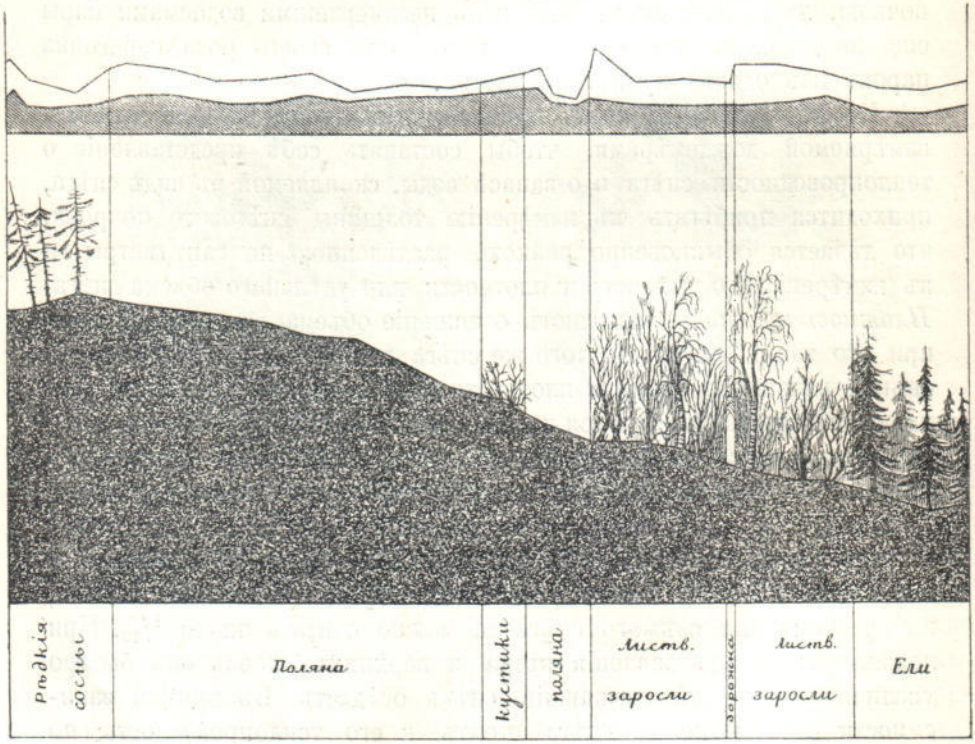
Кромѣ количества воды, приносимой осадками въ видѣ снѣга и измѣряемой дождемѣрами, чтобы составить себѣ представленіе о теплопроводности снѣга и о запасѣ воды, скопляемой въ видѣ снѣга, приходится прибѣгать къ измѣренію толщины снѣгового покрова, что дѣлается обыкновенно рейкою, раздѣленною на сантиметры, и къ измѣренію его рыхлости и плотности или удѣльнаго объема снѣга. *Плотностью снѣга* называютъ отношеніе объема воды, полученной при его таяніи, къ объему того же снѣга до таянія; *удѣльный объемъ* снѣга—величина, обратная плотности. Для измѣренія плотности или удѣльнаго объема пользуются цилиндрами опредѣленнаго сѣченія, которыми вырѣзается извѣстный объемъ снѣга; взвѣшиваніе вырѣзаннаго объема или его растаиваніе даетъ объемъ образующейся изъ него воды.

Плотность снѣга мѣняется въ широкихъ предѣлахъ; для свѣжевыпадающаго—отъ $^1/_{87}$, наблюдавшейся при полномъ безвѣтріи и морозѣ около—15^0, она возрастаетъ до $^1/_2$ при оттепеляхъ весною; въ среднемъ для свѣжаго снѣга ее можно считать около $^1/_{10}$. При лежаніи снѣга отъ давленія вѣтра и верхнихъ слоевъ она быстро увеличивается,—свѣжевыпавшій снѣгъ осѣдаетъ. Въ прямой зависимости отъ плотности снѣга стоитъ и его теплопроводность: по Абельсу теплопроводность снѣга можно считать пропорціональной квадрату его плотности т. е.

$$k = 0.406 \times d^2,$$ мал. кал (●) мин

гдѣ k — коэффиціентъ внутренней теплопроводности, d — плотность снѣга.

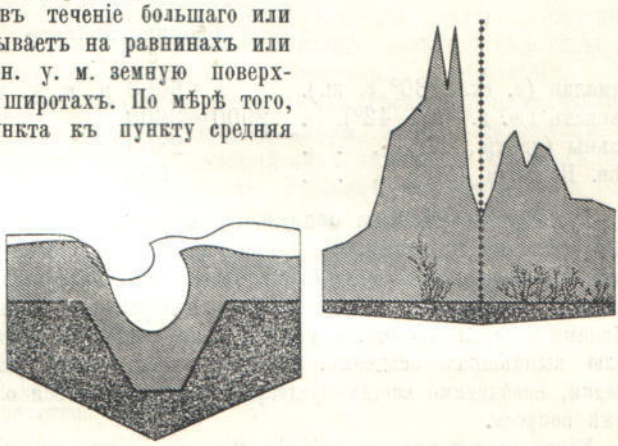
Такъ какъ снѣгъ,—особенно падающій при сравнительно низкихъ температурахъ,—долженъ быть разсматриваемъ, какъ тѣло сыпучее, то распредѣленіе его по данной мѣстности будетъ вполнѣ обусловливаться формою ея рельефа и состояніемъ ея поверхности. Обладая затѣмъ сравнительно со своею поверхностью ничтожною массою, снѣжинки могутъ падать въ воздухѣ только весьма медленно. Поэтому какъ движеніе ихъ въ воздухѣ, такъ и распредѣленіе по земной поверхности при паденіи будетъ въ значительной степени зависѣть отъ вѣтра. Но, и достигнувъ земной поверхности, снѣгъ при вѣтрахъ не остается въ покоѣ; подъ вліяніемъ достаточно сильныхъ вѣтровъ массы снѣга перемѣщаются по земной поверхности, при метеляхъ часто снова подымаются вѣтромъ на воздухъ и переносятся на значительныя разстоянія. Наконецъ естественныя преграды и препятствія сильно вліяютъ на распредѣленіе снѣга по мѣстности.



Черт. 92. Нивеллировка снѣжнаго покрова въ дек. 1892 г. въ паркѣ Лѣсн. Инст. (близь Спб.). Внизу—профиль мѣстности (вертикальный масштабъ сильно увеличенъ сравнительно съ горизонтальными разстояніями): вверху — профили снѣга (заштрихованный—при первой, линіею—при второй нивеллировкѣ).

Для болѣе подробнаго изслѣдованія распредѣленія снѣга по данной мѣстности приходится обыкновенно измѣрять высоты его черезъ небольшіе промежутки на значительныхъ протяженіяхъ. Черт. 92 представляетъ результаты такихъ измѣреній,—своего рода нивеллировокъ снѣгового покрова,—въ дек. 1892 года въ Лѣсномъ. Снѣгъ былъ промѣренъ по предварительно намѣченной и пронивеллированной линіи въ паркѣ Лѣсного Института: рельефъ мѣстности показанъ снизу на черт. Затѣмъ черезъ нѣсколько дней, послѣ сильной метели, нивеллировка снѣга была повторена. Двойныя линіи на черт. наглядно показываютъ, что сдѣлалось съ покровомъ послѣ метели. А черт. 93 даетъ наглядное представленіе того, какъ канавы и изгороди вліяютъ на перемѣщеніе и распредѣленіе снѣга по поверхности.

Снѣговой покровъ въ теченіе большаго или меньшаго періода покрываетъ на равнинахъ или небольшихъ высотахъ н. у. м. земную поверхность въ умѣренныхъ широтахъ. По мѣрѣ того, какъ падаетъ отъ пункта къ пункту средняя температура за годъ, увеличивается и число дней, за которые осадки падаютъ въ видѣ снѣга (число дней со снѣгомъ), и продолжительность лежанія снѣгового покрова. Какъ мѣняются эти, опредѣляющія продолжительность снѣгового покрова цифры въ предѣлахъ Европ. Россіи (въ направленіи отъ Ю.-З. къ С.-В.), можно видѣть наглядно изъ слѣдующей небольшой таблички.



Черт. 93. Распредѣленіе снѣга въ канавѣ (на лѣво) и у изгороди (на право).

	Температура средняя года.	Число дней: со снѣговымъ покровомъ.	съ осадками въ видѣ снѣга.	тоже въ % дней съ осадками.
Одесса	9°.6	ок. 28	15	19
Москва.	3°.9	ок. 150	82	49
Усть-Цыльма Арх. г.	—1°.9	больше 200	133	62.

Въ полярныхъ странахъ,—напр. на равнинахъ Гренландіи, на Новой Землѣ,—снѣговой покровъ, если онъ и стаиваетъ, то уже на самое непродолжительное время.

Тоже самое имѣетъ мѣсто и по мѣрѣ возвышенія мѣстности надъ уровнемъ моря: съ пониженіемъ температуры при увеличеніи высоты н. у. м. увеличивается также и число дней съ осадками въ видѣ снѣга, и продолжительность лежанія снѣгового покрова. На нѣкоторой опредѣленной высотѣ, зависящей отъ широты мѣста, отъ направленія склона встрѣчаютъ на горахъ обыкновенно уже постоянный, не тающій снѣговой покровъ,—переходятъ за *линію* или *границу вѣчнаго снѣга*. Самый покровъ здѣсь уже можетъ имѣть различную

структуру: то *снѣжника*, состоящаго изъ обыкновеннаго снѣга, или *фирна* т. е. снѣга, превратившагося въ крупнозернистую, ноздреватую массу, часто пропитанную водою, то *ледника*, состоящаго изъ сплошныхъ массъ льда, пересѣкаемыхъ только болѣе или менѣе значительными трещинами. Коренная разница между этими покровами, кромѣ ихъ строенія,—въ текучести льда; поэтому, тогда какъ снѣжникъ почти не обладаетъ подвижностью, ледникъ движется, медленно спускаясь по ложу внизъ и перенося при своемъ движеніи увлекаемые по пути камни; изъ нихъ онъ образуетъ боковыя, головныя или подонныя морены. Въ силу текучести и большихъ сплошныхъ массъ льда, его образующихъ, ледники спускаются ниже линіи снѣжниковъ.

Какъ мѣняется линія вѣчныхъ снѣговъ, видно изъ слѣдующей таблички.

	Граница вѣчнаго снѣга.	Граница ледниковъ.
Гималаи (с. скл., 30° с. ш.).	6000 м. н. у. м.	3000 м. н. у. м.
Кавказъ (ю. з. скл., 42°). .	2900—3600	1900
Альпы (центр., 47°) . . .	2800	1000
Сѣв. Норвегія (70°) . . .	900	0

57. **Вліяніе лѣса на осадки**. Лѣсъ, измѣняя существенно и температурныя условія, и влажность занимаемаго имъ района, не можетъ не вліять, хотя бы косвенно, на осадки. Въ тоже время, представляя собою механическую преграду, закрывающую отъ осадковъ поверхность почвы, лѣсъ будетъ своими кронами задерживать часть воды и пропуститъ къ почвѣ только извѣстную долю выпавшихъ осадковъ. Поэтому, когда идетъ рѣчь о вліяніи лѣса на осадки, необходимо всегда предварительно оговориться о разсматриваемой сторонѣ вопроса.

Когда разматривается вліяніе лѣса на осадки именно въ смыслѣ опредѣленія *той части осадковъ, которая достигаетъ внутри лѣса и подъ кронами его деревьевъ до почвы*, то само собою разумѣется, что въ этомъ отношеніи вліяніе лѣса не можетъ не быть весьма значительнымъ. Извѣстная часть осадковъ, выпадающихъ надъ лѣсомъ, при проникновеніи черезъ кроны деревьевъ потратится на смачиваніе этихъ кронъ и стволовъ деревьевъ и не дойдетъ до почвы. Не дойдетъ до почвы и та часть осадковъ, которая еще на кронахъ и стволахъ деревьевъ, не успѣвъ стечь внизъ, испарится. Нѣкоторая часть осадковъ при ударахъ о листву или вѣтви дождевыхъ капель, иногда падающихъ съ значительной высоты, можетъ быть отброшена на сосѣдніе свободные просвѣты или прогалины. Извѣстная часть осадковъ, пройдя чрезъ кроны, сбѣжитъ внизъ по большимъ вѣтвямъ и стволу. Остальная часть осадковъ, пройдя чрезъ кроны, достигнетъ почвы. До почвы дойдетъ при этихъ условіяхъ, понятно, тѣмъ меньшее количество воды, чѣмъ гуще кроны деревьевъ и чѣмъ болѣе сомкнуто насажденіе. Понятно также и то, что различныя породы деревьевъ въ этомъ отношеніи должны дать очень разнообразные результаты.

Пусть разсматривается затѣмъ вопросъ *о вліяніи лѣса на осадки съ болѣе широкой точки зрѣнія*,—а именно ставится вопросъ объ изслѣдованіи, одинаковое ли количество осадковъ выпадаетъ надъ лѣсомъ и сосѣдними полями,—одно и то-ли же количество воды получитъ дождемѣръ, поставленный на уровнѣ кронъ лѣсныхъ деревьевъ, и дождемѣръ, поставленный на такой же высотѣ въ условіяхъ, вполнѣ тождественныхъ съ первымъ, на сосѣднемъ полѣ?

Защищая въ большей или меньшей степени почву отъ инсоляціи, лѣсъ можетъ, конечно, въ извѣстной мѣрѣ ослаблять восходящіе потоки, которыми приносятся главнѣйшимъ образомъ осадки и которые образовались бы при лишенной лѣсного покрова почвѣ болѣе энергично. Но при этомъ, дѣйствуя какъ преграда на движущіяся параллельно земной поверхности массы воздуха (вѣтеръ), лѣсъ заставляетъ въ извѣстной мѣрѣ эти массы измѣнять направленіе движенія и подниматься вверхъ. Этимъ самымъ можетъ быть созданъ хотя и слабый, но какъ бы восходящій потокъ со всѣми, сопровождающими его послѣдствіями: пониженіемъ температуры и увеличеніемъ влажности въ поднимающихся массахъ воздуха,—при очень большой влажности, можетъ быть, даже вплоть до конденсаціи.

Нѣсколько цифръ, заимствованныхъ изъ наблюденій лѣсныхъ опытныхъ станцій или изъ изслѣдованій въ этомъ направленіи, освѣтятъ тѣ отвѣты, которые даютъ на подобнаго рода вопросы непосредственныя наблюденія.

Относительно количества осадковъ, получаемыхъ лѣсною почвою, наблюденія дали совершенно ясныя, опредѣленныя цифры, вполнѣ отвѣчающія теоретическимъ соображеніямъ. Такъ на Австрійскихъ опытныхъ станціяхъ (наиболѣе полныя и обстоятельныя изслѣдованія въ этомъ направленіи) по Гоппе оказалось, что въ среднемъ до почвы доходило или стекало по стволу

въ % отъ осадковъ на сосѣдней полевой станціи:

насажденіе	ель	сосна	букъ
его возрастъ—лѣтъ .	61	65	88
его полнота. . . .	1.0	0.7	0.9
дошло до почвы . .	61%	76%	65%
стекало по стволу .	3%	0.8%	17%.

Цифры того же порядка получились и при другихъ подобныхъ наблюденіяхъ. Чѣмъ сильнѣе дождь, тѣмъ больше воды доходило до почвы; такъ въ буковомъ насажденіи полноты 0.9:

при осадкахъ	0—3 мм.	3—5 мм.	5—10 мм.	10—20 мм.	>20 мм.
дошло до почвы	48%	53%	59%	65%	70%.

Чѣмъ ближе къ сволу, тѣмъ гуще крона дерева и тѣмъ меньше, конечно, доходитъ осадковъ до почвы. Такъ по Гоппе достигало до почвы въ различныхъ породахъ на разныхъ разстояніяхъ отъ ствола:

	разстоян. въ метр.				
порода	0—½	½—1	1—½	>1½	просвѣтъ.
ель (полн. 1.0). . . .	55%	60%	63%	66%	76%
сосна (полн. 0.9) . . .	66	72	75	75	83
букъ (полн. 0.9) . . .	53	64	66	64	71

Если прибавить къ полученному дождемѣромъ подъ кронами еще стеканіе по стволу, то *сравнительно съ сосѣдними полями по Гоппе задержатъ: кроны елей 45%, сосны 24%, бука 20% всей выпавшей надъ лѣсомъ воды.*

Относительно вліянія лѣса на выпаденіе осадковъ вообще числа, полученныя наблюденіями, даютъ отвѣтъ гораздо менѣе опредѣленный. Но и по существу дѣла здѣсь, конечно, получить точный отвѣтъ несравненно труднѣе. При-

ходится считаться съ тѣмъ, что даже получаемое непосредственно дождемѣрами увеличеніе осадковъ надъ лѣсомъ сравнительно съ полемъ не можетъ быть отнесено цѣликомъ за счетъ прямого вліянія лѣса, а должно свестись къ условіямъ установки дождемѣра—къ большей защищенности послѣдняго отъ выдуванія осадковъ. Точно также должна быть учтена предварительно разница въ рельефѣ (повышеніе или пониженіе) мѣстности. Во всякомъ случаѣ большая часть старыхъ наблюденій скорѣе говорила о томъ, что лѣсъ, хотя и незначитильно, но увеличиваетъ осадки (Франція — на 3 — 19%, Индія—12%, Германія—5—6%) сравнительно съ сосѣднимъ полемъ. Однако позднѣйшія изслѣдованія въ Германіи (Шуберта) показали, насколько велико могло быть здѣсь вліяніе не учтенныхъ факторовъ; *при полученной непосредственно дождемѣрами разности около 2% въ пользу лѣса сравнительно съ полемъ послѣ введенія соотвѣтственныхъ поправокъ на установку дождемѣра, на повышеніе мѣстности и т. д. оказалось, что лѣсъ даетъ осадковъ на 2% меньше, чѣмъ сосѣднія поля.*

Разсмотрѣнными выше сторонами вопросъ о вліяніи лѣса на осадки, однако, не исчерпывается.

Лѣсъ долженъ дѣйствовать регулирующимъ образомъ на таяніе снѣга весною. Здѣсь его дѣйствіе можетъ быть и непосредственное, такъ какъ, затѣняя почву, онъ этимъ самымъ преграждаетъ путь лучистой энергіи, нужной для таянія снѣга. Но еще больше будетъ онъ вліять на таяніе снѣга косвеннымъ образомъ. Изслѣдованія послѣдняго времени (Савинова) выяснили, что таяніе снѣга идетъ главнѣйшимъ образомъ не за счетъ поглощаемой имъ лучистой энергіи, которую онъ въ значительной мѣрѣ отражаетъ, а преимущественно за счетъ теплоты, отдаваемой ему проносимыми надъ нимъ массами воздуха, имѣющими температуру выше 0°. Такъ какъ лѣсъ задерживаетъ въ значительной степени движеніе воздуха, то этимъ самымъ онъ замедляетъ и обмѣнъ воздуха надъ снѣгомъ; а потому и снѣговой покровъ въ лѣсу будетъ таять всегда даже на лѣсныхъ полянахъ и прогалинахъ гораздо медленнѣе, чѣмъ на открытомъ сосѣднемъ полѣ. Насколько лѣсъ можетъ задержать таяніе снѣга, показываютъ цифры, полученныя въ Лѣсномъ; продолжительность лежанія снѣга въ зиму 1892—93 г. была здѣсь:

	въ лѣсу	на лѣсной полянѣ	на открытомъ полѣ
число дней лежанія снѣгового покрова	172	163	147.

Затрудняя движеніе массъ воздуха, при снѣгопадахъ или метеляхъ лѣсъ будетъ существенно перераспредѣлять снѣговой покровъ въ мѣстности, имъ занятой, и этимъ, конечно, кореннымъ образомъ перераспредѣлитъ и тѣ запасы воды, которые запасены на весну въ видѣ снѣга. Черт. 92 и 93 предыдущихъ стр. и сказанное тамъ о вліяніи преградъ на распредѣленіе снѣга могутъ служить хорошею иллюстраціею роли лѣса въ этомъ отношеніи.

Наконецъ и вообще, представляя собою рядъ преградъ, расположенныхъ на поверхности одѣваемой имъ почвы, лѣсъ долженъ существенно измѣнять и регулировать стокъ выпадающихъ въ данной мѣстности въ жидкомъ видѣ осадковъ. Скорость движенія водъ на покатой мѣстности будетъ тѣмъ меньше, чѣмъ больше препятствій встрѣчаютъ при своемъ движеніи эти воды. Въ этомъ отношеніи особенно сильно должно быть вліяніе лѣса,—какъ и вообще вліяніе всякой растительности,—при ливняхъ и половодьяхъ, при сходѣ вешнихъ

водъ и т. п.; лѣсистая мѣстность ни при какихъ условіяхъ не можетъ, конечно, испытать въ этомъ отношеніи такихъ размѣровъ наводненій или половодій, какія будутъ наблюдаться на лишенной растительности мѣстности при тѣхъ же условіяхъ.

VI. Электрическое поле атмосферы.

58. **Электрическое поле; величины, его характеризующія.** При наблюденіи процессовъ, происходящихъ въ атмосферѣ, приходится наталкиваться на проявленіе электрическихъ силъ, явно связанныхъ съ явленіями погоды; достаточно напомнить грозу, которая и навела впервые на мысль о существованіи или, по крайней мѣрѣ, о проявленіи время отъ времени въ атмосферѣ электрическихъ силъ. Изученіе этихъ силъ обнаружило, что въ атмосферѣ не только временами, но и постоянно наблюдаются электрическія явленія, служащія несомнѣннымъ доказательствомъ существованія вокругъ земного шара *электрическаго поля* [1]).

---

[1]) Полезно напомнить здѣсь въ самыхъ краткихъ чертахъ основныя свойства электрическаго поля.

Величина силы, съ которой заряженное тѣло дѣйствуетъ на всякое другое тѣло, заряженное также нѣкоторымъ количествомъ электричества, притягивая или отталкивая его, по закону Кевендиша-Кулона будетъ:

$$f = {}^1/_{\text{к}} \cdot \frac{Mm}{r^2},$$

если черезъ M и m назвать количества электричества на обоихъ взаимодѣйствующихъ тѣлахъ, а черезъ r — разстояніе между ними; к — постоянная величина, характеризующая діэлектрикъ (*діэлектрическая постоянная*). Эта сила въ различныхъ разстояніяхъ отъ заряженнаго тѣла различна и будетъ вообще тѣмъ меньше, чѣмъ больше отъ заряженнаго тѣла разстояніе r того другого тѣла, для котораго ищутъ величину силы. Вокругъ заряженнаго тѣла въ діэлектрикѣ наблюдается такимъ образомъ *электрическое поле*, въ каждой точкѣ котораго дѣйствуютъ совершенно опредѣленныя силы. Силу H, съ которою данное заряженное тѣло дѣйствуетъ на единицу количества электричества, помѣщенную отъ него на разстояніи r, называютъ *напряженностью поля въ точкѣ r*.

Но напряженность поля т. е. сила, съ которою электрическое поле дѣйствуетъ на помѣщенное въ немъ тѣло (въ сущности *электрическій градіентъ*), не достаточна для полнаго опредѣленія поля; надо еще найти количество энергіи, затрачиваемой при перемѣщеніи наблюдаемаго тѣла изъ одной точки поля въ другую, и тогда поле будетъ вполнѣ охарактеризовано. Количество энергіи будетъ извѣстно, если извѣстна работа электрическихъ силъ при данномъ перемѣщеніи. Работа, которую должны совершить электрическія силы при удаленіи единицы электрической массы, когда эта масса перемѣщается изъ одной точки поля въ другую, причемъ разстояніе этой массы отъ электрическаго полюса измѣняется на величину dr, будетъ равняться $dv = fdr$, откуда

$$f = H = \frac{dv}{dr}.$$

Величину работы V, совершаемой электрическими силами поля при удаленіи единицы массы или, что-тоже, единицы количества электричества изъ данной

Для характеристики электрическаго поля должны быть извѣстны въ каждой его точкѣ: *потенціалъ* и *напряженность* здѣсь поля т. е. *измѣненіе потенціала на единицу длины.*

Для измѣренія потенціала и напряженности земного электрическаго поля, какъ и для всякаго электрическаго поля, служатъ общеизвѣстные изъ курсовъ физики *электрометры.* Наиболѣе удобны для походныхъ наблюденій электрометры переноснаго типа, въ которыхъ уголъ расхожденія наэлэктризованныхъ листочковъ служитъ мѣрою сообщеннаго прибору потенціала. Для постоянныхъ наблюденій на обсерваторіяхъ пользуются квадрантнымъ электрометромъ, въ которомъ легкая аллюминіевая пластинка, снабженная зеркальцемъ и подвѣшенная на нити надъ 4 накрестъ соединенными и заряженными постороннимъ источникомъ квадрантами, отклоняется изъ положенія равновѣсія на уголъ, по которому легко опредѣлить сообщенный ей потенціалъ. Наружныя обкладки того и другого электрометра соединяются, конечно, съ землею. Въ сущности при всѣхъ электрическихъ измѣреніяхъ измѣряется не абсолютная величина электрическаго потенціала въ данной точкѣ поля, а всегда *разность потенціаловъ между данною точкою и поверхностью земли*, причемъ листочки въ переносномъ электрометрѣ, пластинка въ квадрантномъ электрометрѣ и должны принять потенціалъ данной точки поля.

точки на безконечно далекое разстояніе, называютъ электрическимъ *потенціаломъ* поля. Изъ написаннаго выраженія $f = \frac{dv}{dr}$ видно, что *напряженность поля есть измѣненіе потенціала на единицу разстоянія.* Если строить поверхности, для которыхъ потенціалъ V—величина постоянная, получатся поверхности одинаковаго потенціала (электрическаго уровня), *поверхности изопотенціальныя.* Для наэлектризованнаго шара это будутъ сферы, концентричныя съ даннымъ шаромъ. Электрическія силы направлены въ полѣ перпендикулярно къ изопотенціальнымъ поверхностямъ. Измѣненіе потенціала въ полѣ совершается наиболѣе быстро по перпендикуляру къ поверхности уровня. Потенціалъ измѣряется, какъ извѣстно, въ *вольтахъ.* Напряженность поля опредѣляется обыкновенно измѣненіемъ потенціала на единицу длины по перпендикулярному (нормальному) къ поверхности уровня (изопотенціальной) направленію *въ вольтахъ на 1 метръ длины.*

Если черезъ σ обозначить количество электричества на единицу поверхности заряженнаго тѣла, то напряженность поля вблизи такого заряженнаго тѣла будетъ

$$H = \frac{dv}{dr} = -4\pi\sigma$$

по извѣстной теоремѣ Кулона.

Наконецъ, если черезъ ρ обозначить объемную плотность т. е. количество электричества, заключающагося въ единицѣ объема газа, то по теоремѣ Пуассона

$$\frac{d^2v}{dh^2} = -4\pi\rho.$$

Наиболѣе важнымъ при наблюденіяхъ является собиратель или *коллекторъ*, которымъ долженъ быть сообщенъ измѣрительному прибору потенціалъ данной точки. Въ качествѣ таковаго можно взять пламя свѣчи или лампы, быстро принимающее потенціалъ окружающихъ его точекъ поля, пластинку съ радіоактивными веществами, обладающую тѣмъ же свойствомъ. На постоянныхъ обсерваторіяхъ заставляютъ воду, помѣщенную въ изолированный сосудъ, по каплямъ вытекать черезъ тонкую металлическую трубку, выходящую чрезъ окно помѣщенія, гдѣ находится сосудъ, внаружу. Въ такомъ коллекторѣ вытекающія капли воды также быстро принимаютъ потенціалъ окружающихъ трубку точекъ поля и передаютъ его трубкѣ и сосуду [1]). Какимъ бы образомъ ни велось

---

[1]) Это свойство собирателя болѣе или менѣе быстро принимать потенціалъ той точки поля, въ которой такой собиратель будетъ помѣщенъ, является понятнымъ, если припомнить основные факты электростатической индукціи.

Помѣщенный въ электрическомъ полѣ, образованномъ какимъ-либо полюсомъ, проводникъ, напр. небольшой маталлическій шарикъ на изолирующей поддержкѣ всегда оказывается заряженнымъ такъ, что на одной его сторонѣ, обращенной къ полюсу, появится электрическій зарядъ противоположнаго съ полюсомъ знака, на другой одинаковаго. При этомъ количества появившихся на шарикѣ или, какъ обыкновенно выражаются, наведенныхъ на противоположныхъ его сторонахъ электричествъ равны между собою. Сущность дѣла здѣсь сводится, конечно, къ тому перераспредѣленію потенціаловъ въ части поля, занятой шарикомъ, которое должно при этомъ произойти, такъ какъ вся поверхность проводника всегда будетъ имѣть одинъ и тотъ же, средній для данной части поля потенціалъ, а поле внутри проводника—отсутствовать. Если теперь соединить этотъ шарикъ металлически (проволокою) съ землею, электричество знака, одинаковаго съ полюсомъ, перейдетъ въ землю, а шарикъ послѣ того, какъ проволока эта отнята отъ него, соединенный съ электрометромъ, окажется заряженнымъ противоположнымъ полюсу электричествомъ и потенціалъ заряда равнымъ потенціалу точки поля, соотвѣтствовавшей центру шарика.

Помѣстивъ въ электрическомъ полѣ вмѣсто одного—два приведенныхъ въ прикосновеніе шарика, можно, затѣмъ ихъ раздвинувъ, получить отдѣльно оба противоположныхъ заряда, а соединяя послѣ этого одинъ шарикъ съ электрометромъ, другой съ землею, можно и измѣрить потенціалъ, до котораго зарядились шары. Результатъ будетъ тѣмъ точнѣе, чѣмъ меньше шарики.

Въ этой формѣ опытъ даетъ уже ясную схему дѣйствія собирателя, напр. водяного. Въ моментъ образованія капли на выдвинутомъ далеко въ окружающее его электрическое поле концѣ трубки, по которой вытекаетъ вода, капля эта заряжается противоположнымъ знаку поля электричествомъ, а металлическая трубка коллектора одноименнымъ съ нимъ. При отдѣленіи капли отъ собирателя зарядъ ея уносится и затѣмъ при паденіи на землю теряется; а зарядъ, одноименный полю, распредѣляется по коллектору и отъ этого послѣдняго передается соединенному съ нимъ электрометру. Чѣмъ меньше капли и чѣмъ чаще падаютъ онѣ изъ трубки собирателя, тѣмъ скорѣе и точнѣе зарядится этотъ коллекторъ до потенціала, соотвѣтствующаго тому пункту поля, гдѣ происходитъ отдѣленіе капель отъ трубки коллектора.

Точно такимъ же образомъ дѣйствуютъ и другіе коллекторы съ тѣмъ только различіемъ отъ водяного, что роль капель въ нихъ переходитъ къ струямъ газа, отталкиваемымъ остріемъ, вызываемымъ процессами горѣнія, или отдѣляющимся отъ радіоактивнаго вещества потокамъ мельчайшихъ газовыхъ частицъ.

измѣреніе, получаютъ разности потенціаловъ между двумя точками поля. Если потенціалъ одной изъ нихъ извѣстенъ, величина его для другой опредѣляется вычисленіемъ; если же потенціалъ обѣихъ точекъ неизвѣстенъ, то наблюденіе даетъ только напряженность поля между наблюдаемыми точками.

Указанные методы измѣренія дадутъ представленіе о двухъ основныхъ величинахъ, опредѣляющихъ электрическое поле земли. Они могутъ указать тѣ неправильности или измѣненія, которыя въ этомъ полѣ тѣмъ или инымъ путемъ могутъ возникнуть.

За послѣднее время, однако при изученіи атмосфернаго электрическаго поля пришлось примѣнить еще рядъ новыхъ методовъ, дающихъ возможность непосредственно измѣрить тѣ заряды въ различныхъ слояхъ атмосферы, на существованіе которыхъ, какъ видно будетъ далѣе, опредѣленно указываютъ наблюденія. Объ этихъ методахъ придется сказать потомъ.

Наблюдая электрическое поле атмосферы, необходимо считаться еще съ однимъ чрезвычайно важнымъ обстоятельствомъ, которое можетъ существенно вліять на получаемые наблюденіями результаты. Дѣло въ томъ, что,—такъ какъ земля является проводникомъ электричества, поверхность почвы будетъ поверхностью изопотенціальною. Напряженность поля вблизи проводника по теоремѣ Кулона прямо пропорціональна поверхностной плотности элекрическаго заряда; а плотность эта будетъ одинаковою только на совершенно правильной шаровой поверхности; всякая же неровность на поверхности проводника вызоветъ деформацію поля, выражающуюся тѣмъ, что надъ возвышеніями напряженность поля увеличится, надъ впадинами она уменьшится. Поэтому надъ возвышеніями всегда изопотенціальныя поверхности лежатъ тѣсно другъ къ другу, около впадинъ—рѣже, какъ на черт. 94. *Измѣряя напряженность электрическаго поля атмосферы, необходимо*, вслѣдствіе этого, *выбирать ровную мѣстность*, гдѣ это поле должно быть наименѣе деформировано.

Черт. 94. Деформаціи электрическаго поля вблизи земной поверхности подъ вліяніемъ ея неровностей.

Чтобы представленію объ электрическомъ полѣ вокругъ даннаго проводника придать наибольшую наглядность, прибѣгаютъ

обычно къ Фаредеевскому методу изображенія его силовыми линіями. Въ такомъ случаѣ представляютъ себѣ, что изъ каждаго элемента поверхности заряженнаго тѣла исходитъ пучекъ силовыхъ линій, число которыхъ для такого элемента поверхности будетъ $4\pi\sigma.\Delta s$. Чѣмъ больше поверхностная плотность электричества, тѣмъ больше силовой потокъ, и обратно. Если поверхность заряженнаго тѣла—плоскость или весьма малая часть поверхности шара съ большимъ радіусомъ, электрическое поле заполнено пучкомъ параллельныхъ силовыхъ нитей; если поверхность не плоская, силовой потокъ гуще тамъ, гдѣ имѣются возвышенія, рѣже—тамъ, гдѣ находятся впадины.

59. **Результаты наблюденій надъ электрическимъ полемъ атмосферы. Періодическія его измѣненія.** Многочисленныя наблюденія на различныхъ высотахъ и въ различныхъ точкахъ земного шара показали, что земная поверхность представляетъ собою *отрицательно заряженное тѣло.*

Въ атмосферѣ,—діэлектрикѣ, окружающемъ такое тѣло, отрицательный потенціалъ долженъ очень медленно уменьшаться по мѣрѣ удаленія отъ земной поверхности, а положительный, если условно принять потенціалъ земли за нуль (0),—*возрастать съ высотою.* Наблюденія дѣйствительно въ среднемъ и подтверждаютъ это; но измѣненіе цотенціала оказывается значительнымъ, и что—важно,—неравномѣрнымъ съ измѣненіемъ высоты. Такъ въ Вашингтонѣ (сѣв. Америка) при одновременныхъ наблюденіяхъ величина потенціала оказалась при ясномъ, безоблачномъ небѣ:

на высотѣ отъ пов. почвы въ метр.:	15	152
потенціалы въ вольтахъ: около	240	880.

Наблюденія показали затѣмъ, что при этомъ напряженность поля на различныхъ высотахъ въ одномъ и томъ же пунктѣ не остается постоянною.

Изъ наблюденій видно, что въ среднемъ *напряженность поля быстро падаетъ до нѣкоторой высоты, послѣ которой она начинаетъ мѣняться очень медленно.* Какъ она мѣняется съ высотой, могутъ показать цифры, полученныя Ле-Кадэ при поднятіи на воздушномъ шарѣ близъ Парижа:

высота въ метр.:	0	1000	4200
напряженность (в/м):	120	39	11.

Гердьенъ въ одномъ случаѣ наблюдалъ между 5000—5700 м. высоты напряженность поля всего въ 3 вольта на 1 м.

Далѣе электрическое поле атмосферы непостоянно и въ различныхъ точкахъ земной поверхности. Напряженность поля оказывается вообще сравнительно большою въ странахъ сухихъ и холодныхъ, значительно меньшею въ странахъ съ большою влажностью. Такъ въ Египтѣ (Луксоръ) она оказалась 132 вольта на 1 м.; въ Томскѣ—145; а въ Индійскомъ океанѣ—53, Бомбеѣ—60. Въ среднемъ для всей земли въ слоѣ до 3000 м. высоты ее можно принять, какъ уже упоминалось, близко равною 100 вольтъ на 1 м.; для Европы это число нѣсколько больше,—около 150 вольтъ на 1 м.

Наблюденіями установлено, что напряженность земного электрическаго поля обнаруживаетъ постоянныя какъ періодическія, такъ и непеpіодическія измѣненія; при этомъ оказалось, что измѣненія эти связаны съ погодою. Главнѣйшимъ метеорологическимъ факторомъ, вліяющимъ на измѣненія, является въ ясную погоду абсолютная влажность; съ ея уменьшеніемъ напряженность поля растетъ и обратно падаетъ при ея увеличеніи.

Пониженіе температуры также влечетъ за собою увеличеніе напряженности и обратно.

Наблюденія обнаружили далѣе связь напряженности поля съ солнечною инсоляціею. Эльстеръ и Гейтель, наблюдая инсоляцію (главнымъ образомъ для лучей малой длины волны) спеціальнымъ приборомъ, показали, что напряженность земного поля уменьшается съ увеличеніемъ напряженности падающихъ на такой фотометръ лучей

Затѣмъ оказалось, что сильно вліяетъ на напряженность земного электрическаго поля чистота воздуха. Напряженность увеличивается въ ясную погоду и при негустыхъ туманахъ съ уменьшеніемъ прозрачности воздуха. Этотъ фактъ имѣетъ очень важное значеніе, ясно указывая, какъ будетъ видно далѣе, на возможныя причины появленія самаго электрическаго поля атмосферы.

Наконецъ періодическія суточныя измѣненія напряженности земного поля обнаруживаютъ очень большое сходство съ суточными колебаніями барометра. Кромѣ того въ нѣкоторыхъ единичныхъ пунктахъ измѣненія напряженности оказались связанными съ измѣненіями направленія вѣтра; этотъ послѣдній фактъ ясно указываетъ на вліяніе чисто мѣстныхъ причинъ на напряженность поля.

Все, только-что сказанное, относится къ наблюденіямъ надъ напряженностью земного электрическаго поля, производимымъ въ ясный день. Какъ только въ воздухѣ обнаруживаются ближайшіе продукты конденсаціи (облака изъ водяныхъ капель, густой туманъ или осадки), правильный ходъ измѣненій въ напряженности зем-

ного электрическаго поля нарушается, и наблюдаются рѣзкія непеpіодическія измѣненія или возмущенія этого поля; при грозахъ они достигаютъ исключительно большихъ размѣровъ.

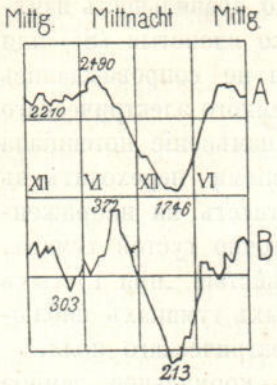
Не всѣ формы облаковъ нарушаютъ однако правильность измѣненій въ земномъ электрическомъ полѣ. Только слоистыя (St) или дождевыя (N) облака, хотя бы послѣднія и не сопровождались осадками, даютъ аномальную напряженность земного электрическаго поля, измѣняя временами даже знакъ поля: измѣненіе потенціала на метръ высоты изъ положительнаго временами переходитъ въ отрицательное. Подобнымъ же образомъ дѣйствуетъ на напряженность земного электрическаго поля и достаточно густой туманъ, увеличивая ее; особенно значительно это дѣйствіе при густыхъ зимнихъ туманахъ. Рѣже при низкихъ поземныхъ туманахъ наблюдается уменьшеніе напряженности земного электрическаго поля.

Еще болѣе энергичнымъ возмущающимъ нормальное земное поле факторомъ являются осадки. Напряженность поля при выпаденіи осадковъ мѣняется быстро и рѣзко; колебанія достигаютъ очень большихъ предѣловъ, такъ что временами даже измѣренія дѣлаются невозможными. При ливняхъ или дождяхъ, выпадающихъ вмѣстѣ со шквалами, въ теченіе нѣсколькихъ секундъ наблюдались колебанія напряженности отъ -6000 до $+6000$ вольтъ на 1 м. высоты. При грозовыхъ дождяхъ эти предѣлы еще болѣе и могутъ доходить до ± 10000 вольтъ на метръ высоты. Тоже самое наблюдается и при снѣговалахъ.

Относительно характера періодическихъ измѣненій въ напряженности земного электрическаго поля наблюденіями установлены слѣдующіе факты.

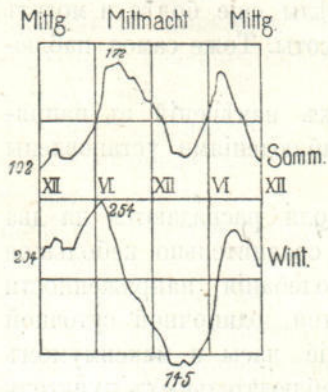
Суточныя измѣненія напряженности поля распадаются на два различныхъ типа. Къ первому относится сравнительно небольшое число горныхъ станцій, для которыхъ колебанія напряженности поля незначительны и состоятъ изъ простой, одиночной суточной волны съ минимумомъ въ ранніе утренніе часы и максимумомъ около 2—4 час. пополудни. Большинство наблюдательныхъ пунктовъ относится къ типу второму: это—сравнительно не высоко надъ уровнемъ моря лежащіе пункты, для которыхъ напряженность электрическаго поля имѣетъ двойной суточный ходъ, съ минимумомъ около 4 ч. у., максимумомъ около 9 ч. у., вторымъ минимумомъ послѣ полудня и вторымъ максимумомъ около 7 ч. веч. Наблюденія показываютъ, что только первый, ночной минимумъ остается почти постояннымъ; время наступленія остальныхъ минимума и максимумовъ вообще измѣняется. Въ холодное время года оба мак-

симума приближаются къ полудню, въ теплое отодвигаются отъ него; зимой послѣполуденный минимумъ слабѣе ночного, лѣтомъ обратно. По большей части утренній максимумъ слабѣе вечерняго.



Черт. 95. Суточный ходъ напряженности электрическаго поля на башнѣ Эйфеля (A) и въ Траппѣ (B) около Парижа.

Наблюденія Шово показали впервые однако, что двойной суточный ходъ—принадлежность только низшихъ слоевъ атмосферы. Если подниматься выше, то двойной суточный ходъ переходитъ въ простой одиночный (перваго типа). Такъ въ Парижѣ Шово наблюдалъ на башнѣ Эйфеля (300 м.) уже кривую суточнаго хода, приближающуюся къ первому типу (черт. 95), тогда какъ у поверхности земли наблюдался обычный для нижнихъ слоевъ воздуха двойной суточный ходъ (второго типа). Дальнѣйшими наблюденіями это же самое подтвердилось и для другихъ пунктовъ на земной поверхности. Факты этого рода говорятъ за то, что нормальными суточными колебаніями будутъ колебанія перваго типа; двойной же суточный ходъ—результатъ возмущающаго дѣйствія восходящихъ потоковъ, образующихся въ дневные часы при повышеніи температуры. Главную роль при этомъ играютъ, какъ видно изъ предыдущаго, колебанія температуры и связаныя съ ними измѣненія влажности воздуха. Такъ, по Шово, лѣтомъ въ Парижѣ этотъ двойной ходъ выраженъ рѣзче, чѣмъ зимою, когда онъ переходитъ въ единичную волну (черт. 96). Экснеръ пытался даже формулою выразить связь между измѣненіями влажности и напряженности поля. Черт. 97 даетъ понятіе о суточныхъ колебаніяхъ атмосфернаго поля.

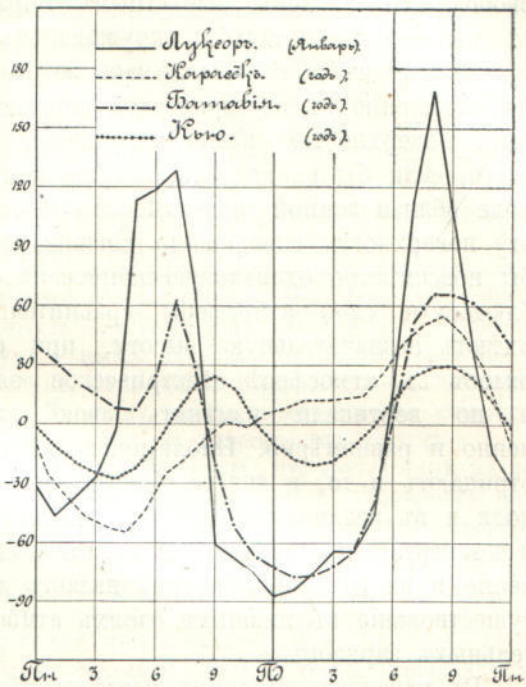


Черт. 96. Суточный ходъ напряженности электрическаго поля въ Парижѣ лѣтомъ (Somm.) и зимою Wint.).

Если къ изслѣдованію этого явленія примѣнить гармоническій анализъ (формулу Ламберта—Бесселя), то можно дѣйствительно констатировать, что суточныя колебанія напряженности земного электрическаго поля могутъ быть разложены на двѣ наложенныя одна на другую волны: одна изъ нихъ съ суточнымъ періодомъ является основною, а на нее уже накладывается вторая съ полусуточнымъ періодомъ.

Нѣчто подобное, какъ видно будетъ изъ дальнѣйшаго, гармоническій анализъ обнаружилъ и для давленія атмосферы.

Годовыя измѣненія напряженности электрическаго поля въ атмосферѣ менѣе правильны, чѣмъ измѣненія суточныя; но вообще можно сказать, что напряженность электрическаго поля въ зимніе мѣсяцы значительно выше, чѣмъ лѣтомъ. Максимумъ напряженности обыкновенно совпадаетъ съ самымъ холоднымъ, минимумъ съ самымъ теплымъ мѣсяцемъ. Амплитуда колебаній уменьшается съ удаленіемъ отъ земной поверхности; такъ на Зоннбликѣ (3106 м. надъ ур. м.) отношеніе максимальной напряженности къ минимальной — 1.18, тогда какъ въ среднемъ для Европы у поверхности земли оно — 4.6. Подобное этому соотношеніе наблюдается и для амплитудъ суточныхъ колебаній.



Черт. 97. Суточный ходъ напряженности электрическаго поля въ различныхъ пунктахъ.

Всѣ факты, установленные наблюденіями относительно періодическихъ измѣненій электрическаго поля атмосферы, указываютъ такимъ образомъ на явную связь этого явленія съ притокомъ лучистой энергіи отъ солнца, ибо и колебанія температуры, и измѣненія влажности, и вѣтеръ—это только эффекты различныхъ превращеній, испытываемыхъ лучистою энергіею солнца у земной поверхности.

Сопоставленіе всѣхъ перечисленныхъ выше фактовъ говоритъ опредѣленно, что приходится не только признать землю отрицательно заряженнымъ тѣломъ [1]), но что въ дополненіе электростатическому

[1]) Изъ наблюденій надъ измѣненіемъ потенціала съ высотою въ различныхъ пунктахъ и за достаточно продолжительные періоды можно для нижнихъ слоевъ атмосферы принять въ среднемъ $\frac{dv}{dr}$ весьма близко равнымъ 100

полю, образовавшемуся вокругъ такого заряженнаго тѣла, если принять землю за таковое, необходимо еще допустить существованіе свободныхъ зарядовъ, извѣстнымъ образомъ распредѣленныхъ въ въ діэлектрикѣ (воздухѣ), окружающемъ это заряженное тѣло.

Въ самомъ дѣлѣ,—такъ какъ земля оказывается проводникомъ по отношенію къ электрической энергіи и поверхность ея должна быть поверхностью изопотенціальною, то вслѣдствіе этого прежде всего, если бы въ воздухѣ не существовало зарядовъ, электрическое поле вблизи земной поверхности повсюду (предполагая, конечно, эту поверхность совершенно ровною) было бы одинаково,—имѣло бы повсемѣстно одинаковую напряженность. Затѣмъ, такъ какъ наблюдаемые слои атмосферы сравнительно съ земнымъ радіусомъ имѣютъ незначительную высоту, при отсутствіи свободныхъ зарядовъ въ атмосферѣ электрическое ея поле должно было бы и по вертикали измѣнять свою напряженность очень медленно и равномѣрно. Наблюденія, какъ видно изъ предыдущаго, отрицаютъ и то, и другое. Напряженность земного электрическаго поля и въ различныхъ точкахъ земной поверхности неодинакова, и по вертикали убываетъ съ высотою сначала быстро, затѣмъ медленно и на нѣкоторой высотѣ падаетъ до нуля, указывая этимъ на существованіе въ нижнихъ слояхъ атмосферы свободныхъ положительныхъ зарядовъ.

Въ параллель съ этимъ изслѣдованія позднѣйшаго времени дѣйствительно говорятъ о наличности такихъ свободныхъ зарядовъ въ атмосферѣ. Такъ изслѣдованія надъ электрическимъ состояніемъ осадковъ показали, что эти послѣдніе и при дождѣ, и при снѣгѣ всегда заряжены—чаще отрицательно, рѣже (при ливняхъ шквалами) положительно. Съ другой стороны изслѣдованія обнаружили постоянную іонизацію воздуха; а этотъ фактъ въ свою очередь заставляетъ допустить дѣйствительно наличность въ любой моментъ въ какомъ угодно пунктѣ свободныхъ какъ положительныхъ, такъ и отрицательныхъ зарядовъ на іонахъ, содержащихся въ данномъ объемѣ воздуха.

60. Іонизація атмосфернаго воздуха; ея источники. Изученіе явленій электролиза въ растворахъ и прохожденія электрическаго тока черезъ разрѣ-

---

вольтъ на 1 м. высоты. Отсюда нетрудно разсчитать, что зарядъ земного шара, который будетъ въ состояніи развить поле такой напряженности, долженъ быть равенъ -1.35×10^{15} электростатическихъ единицъ или около -0.45×10^{6} (полумилліону) кулоновъ. Поверхностная плотность электричества при этомъ будетъ $\sigma = -2.7 \times 10^{-4}$ электростатич. единицъ на 1 см.^{2}; а абсолютный потенціалъ земного шара долженъ быть въ такомъ случаѣ равенъ -6.36×10^{8} вольтъ.

женные газы привело вообще къ заключенію, что подъ дѣйствіемъ электрическихъ силъ электролитъ и газъ обнаруживаютъ совокупность такихъ явленій, которыя ясно указываютъ на *іонизацію* вещества т. е. на распаденіе его молекулъ и атомовъ на ихъ составныя части,—такъ называемые *іоны*, являющіеся носителями электрическихъ зарядовъ. Въ электролитѣ или газѣ іоны должны находиться въ движеніи. Іонизація вещества т. е. распаденіе его атомовъ на іоны можетъ быть наблюдаема подъ дѣйствіемъ различныхъ причинъ: растворы, — особенно слабые, — и газы всегда обыкновенно оказываются въ большей или меньшей мѣрѣ іонизированными. Источниками іонизаціи могутъ быть и различныя іонизирующія вещества (радій, полоній, торій и т. п. радіоактивныя вещества), и особые возбудители (нѣкоторые сорты лучей), и, наконецъ, нѣкоторые химическіе процессы при высокой температурѣ.

Для атмосфернаго воздуха изслѣдованіями обнаружено въ частности, что и онъ не является въ этомъ отношеніи исключеніемъ. Большая или меньшая степень іонизаціи и для него всегда неизмѣнно при какой угодно обстановкѣ наблюдается. Поэтому въ воздухѣ — всегда на лицо готовые электрическіе заряды на іонахъ, вмѣстѣ съ ними перемѣщающіеся соотвѣтственно сложившимся въ данной обстановкѣ условіямъ. Къ этому именно выводу привели наблюденія надъ разсѣяніемъ электрическихъ зарядовъ въ атмосферномъ воздухѣ.

Въ основѣ наблюденій этого рода лежитъ фактъ, что помѣщенный въ воздухѣ на изолирующей подставкѣ проводникъ, заряженный нѣкоторымъ количествомъ электричества до опредѣленнаго потенціала, не способенъ сохранять свой зарядъ неопредѣленно долго, какъ бы тщательно ни былъ онъ изолированъ. На скорость потери заряда такимъ проводникомъ не вліяетъ непосредственно ни чистота, ни влажность воздуха: зарядъ теряется иногда во влажномъ и пыльномъ воздухѣ медленнѣе, иногда быстрѣе, чѣмъ въ сухомъ и обезпыленномъ. Параллельно съ этимъ съ освѣщеннаго пучкомъ крайнихъ фіолетовыхъ или ультрафіолетовыхъ, катодныхъ, рентгеновскихъ, радіевыхъ лучей потеря заряда происходитъ тѣмъ быстрѣе, чѣмъ интензивнѣе будутъ подобные лучи. Явленіе идетъ, словомъ, такъ, какъ будто діэлектрикъ—воздухъ становится при извѣстныхъ условіяхъ то болѣе, то менѣе проводящимъ электрическіе заряды.

Явленіе это нашло себѣ достаточно полное истолкованіе въ допущеніи іонизаціи воздуха подъ дѣйствіемъ перечисленныхъ выше агентовъ. Въ самомъ дѣлѣ,—заряженное тѣло образуетъ вокругъ себя электрическое поле, въ которомъ іоны одинаковаго съ зарядомъ проводника знака должны отъ него отталкиваться, іоны противоположнаго знака—къ нему притягиваться. Приходя въ прикосновеніе съ заряженнымъ проводникомъ, эти послѣдніе будутъ нейтрализовать его зарядъ тѣмъ быстрѣе, чѣмъ большее число свободныхъ іоновъ находится въ воздухѣ. Дальнѣйшія изслѣдованія не только подтвердили предположенія объ іонизаціи воздуха, но дали возможность количественно изучить степень этой іонизаціи и ея измѣненія въ зависимости отъ различныхъ обстоятельствъ.

Количественное опредѣленіе степени іонизаціи воздуха можетъ быть осуществлено сравнительно просто: скорость потери заряда нѣкоторымъ тщательно изолированнымъ проводникомъ, заряженнымъ опредѣленнымъ электричествомъ, при просасываніи мимо него точно измѣреннаго объема воздуха даетъ мѣру іонизаціи послѣдняго.

Для характеристики тѣхъ электрическихъ зарядовъ, которые вмѣстѣ съ іонами имѣются въ воздухѣ, при наблюденіяхъ вычисляютъ обыкновенно не

число іоновъ въ единицѣ объема воздуха, а именно тотъ зарядъ, который въ этой единицѣ объема воздуха на іонахъ содержится. Такъ какъ зарядъ самихъ іоновъ, исходя изъ явленій электролиза или другихъ, наблюдаемыхъ въ іонизированномъ газѣ, явленій можетъ быть, по Дж. Томсону, опредѣленъ въ 1.13×10^{-19} кулона или въ 3.4×10^{-10} электростатическихъ единицъ, то, полагая въ единицѣ объема воздуха n іоновъ, получимъ количество электричества, здѣсь находящееся на іонахъ опредѣленнаго знака, въ электростатическихъ единицахъ на 1 см.^{3}

$$J_{cm} = n \times 3.4 \times 10^{-10}.$$

Наблюдая непосредственно величину J для единицы объема воздуха соотвѣтствующими методами, можно такимъ образомъ опредѣлить отсюда и n — число іоновъ въ томъ же объемѣ. Обыкновенно J наблюдается для 1 м.^{3} пропущеннаго черезъ приборъ воздуха; тогда по этому J_m величина n для 1 см.^{3} найдется въ видѣ

$$n = \frac{J_m}{3.4 \times 10^{-4}}.$$

Въ нижеслѣдующихъ табличкахъ, характеризующихъ зависимость электрическаго заряда въ 1 см.^{3} воздуха отъ различныхъ условій, даны именно величины J_m на основаніи непосредственныхъ наблюденій. Эта величина J_m даже гораздо яснѣе опредѣляетъ дѣло, когда рѣчь идетъ о свободныхъ электрическихъ зарядахъ въ воздухѣ, чѣмъ количество іоновъ въ единицѣ объема, непосредственно по ней могущее быть вычисленнымъ.

Наблюденія, этимъ путемъ произведенныя, показали, что количество какъ положительныхъ, такъ и отрицательныхъ іоновъ въ 1см.^{3} воздуха при нормальныхъ условіяхъ (температура 0°, давленіе 760 мм.)—около 1000; число это въ сравненіи съ числомъ молекулъ воздуха въ томъ же объемѣ (4×10^{19})— не велико. Оно обнаруживаетъ правильныя суточныя и годовыя колебанія для даннаго пункта наблюденія. Такъ по Гоккелю для Фрейбурга (Швейцарія) въ 1904/5 году получились величины, колеблющіяся для J_+ между 0.22 (Я.) и 0.70 (Іл.), для J_- между 0.16 (Я.) и 0.39 (Іл.); въ общемъ для J въ теченіе года наблюдается лѣтній максимумъ и зимній минимумъ. Въ суточномъ ходѣ измѣненія J менѣе правильны, однако наблюденія даютъ вообще для утреннихъ и вечернихъ часовъ большія значенія J, для дневныхъ—меньшія; на горахъ—ходъ J обратный ходу внизу. Съ пониженіемъ температуры вообще J падаетъ, съ повышеніемъ растетъ; точно также оно уменьшается съ увеличеніемъ относительной влажности, увеличивается съ ея уменьшеніемъ. Затѣмъ съ измѣненіемъ напряженности земного электрическаго поля J также мѣняется, увеличиваясь съ уменьшеніемъ $\frac{dv}{dr}$ и обратно. Для болѣе высокихъ слоевъ атмосферы при подъемахъ на воздушныхъ шарахъ установлено, что зарядъ единицы объема воздуха вмѣстѣ съ числомъ іоновъ растетъ съ высотою; для слоевъ атмосферы отъ 0 до 3 км. величина J на 1 м^3. колеблется въ среднемъ между 0.2—0.4; на высотахъ же отъ 3 до 7 км. найдены величины J близкія къ 1.0, т. е. количество іоновъ при томъ же объемѣ воздуха почти утраивается. Процессы конденсаціи вообще даютъ мѣстное уменьшеніе; такъ въ облакахъ было констатировано уменьшеніе J до 0.05. Въ различныхъ точкахъ земной поверхности J мѣняется въ широкихъ предѣлахъ (по Махе и Швейдлеру отъ 0.13 до 0.61). Въ параллель съ данными изслѣдованій надъ напряженностью земного электрическаго поля изслѣдованія надъ зарядомъ еди-

ницы объема воздуха или количествомъ въ немъ іоновъ обнаруживаютъ вообще преобладаніе положительныхъ іоновъ надъ отрицательными въ ближайшихъ къ землѣ слояхъ атмосферы.

Теорія іоновъ предполагаетъ, а изслѣдованія дѣйствительно показываютъ, что іоны находятся вообще въ движеніи. Возможно, основываясь на опытныхъ данныхъ, подсчитать скорость ихъ движенія въ зависимости отъ ихъ массы, знака и напряженности того поля, гдѣ они наблюдаются [1]). Подсчеты этого рода показали, что въ пустотѣ между двумя электродами, раздвинутыми на 1 метръ, съ разностью потенціаловъ въ 100 вольтъ электроны (отрицательные іоны малой массы) движутся со скоростями, близкими къ скорости свѣта (2.7×10^{10} см. въ сек.); для положительныхъ іоновъ, обладающихъ массою, близкою къ массѣ водороднаго атома, скорость перемѣщенія здѣсь уже значительно меньше (около 10^8 см. въ сек.). Въ газахъ обыкновенной плотности и движеніе іоновъ значительно медленнѣе; оно подобно движенію тѣлъ въ вязкой средѣ, обладающей замѣтнымъ сопротивленіемъ; скорость движенія пропорціональна напряженности электрическаго поля. При нормальныхъ температурѣ и давленіи (0^0 и 760 мм.) и при разности потенціаловъ въ 100 вольтъ на одинъ метръ скорость электроновъ въ воздухѣ близка къ 1.6 см. въ сек., положительныхъ іоновъ—къ 1.3 см. въ сек.

При движеніяхъ іоновъ въ газѣ наблюдается явленіе, совершенно подобное тому, что происходитъ въ жидкой или газообразной средѣ при тепловой конвекціи. Подъ дѣйствіемъ этой послѣдней въ средѣ помимо теплопроводности совершается переносъ и перераспредѣленіе тепловой энергіи,—идетъ тепловой потокъ, но не подчиняющійся законамъ теплопроводности. Точно такимъ же образомъ при переносѣ іоновъ происходитъ перемѣщеніе и перераспредѣленіе электрической энергіи, не подчиняющееся законамъ электропроводности.

Существенное значеніе для законовъ, опредѣляющихъ переносъ электрической энергіи въ іонизированномъ газѣ, играютъ съ одной стороны тѣ процессы, вслѣдствіе которыхъ возникаютъ іоны въ газѣ, съ другой — напряженность того электрическаго поля, въ которомъ эти іоны находятся. При отсутствіи электрическаго поля число іоновъ, возникающихъ и исчезающихъ (вслѣдствіе ихъ возсоединенія снова въ атомы или молекулы или, какъ этотъ процессъ теперь принято называть, *молизаціи*) въ единицѣ объема газа въ единицу времени, равно какъ и проводимость газа будутъ зависѣть отъ іонизирующей способности іонизатора, подвижности іоновъ и еще нѣкоторой постоянной,—*коэффиціента молизаціи* или возсоединенія іоновъ. Подъ дѣйствіемъ возникающаго тѣмъ или инымъ путемъ электрическаго поля прежде всего устанавливается *токъ проводимости*, возрастающій съ увеличеніемъ разности потенціаловъ между электродами, отграничивающими разсматри-

---

[1]) Въ іонизированномъ газѣ принято въ настоящее время различать нѣсколько типовъ іоновъ,—главнымъ образомъ по массѣ, которая является носителемъ опредѣленнаго электрическаго заряда. Эти типы: 1) *отрицательные іоны* или *электроны* съ массою, не превосходящею $^1/_{1800}$ массы водороднаго атома, и зарядомъ въ 1.9×10^7 электромагн. един. на граммъ вещества; 2) *положительные* и *отрицательные* іоны съ массою, величина которой близка къ массѣ водороднаго атома; 3) іоны (положительные и отрицательные) съ еще большею, чѣмъ въ предыдущемъ типѣ массою или такъ называемые *моліоны*; это—сложные іоны, въ составъ которыхъ вошли многіе (до 30 или даже болѣе) молекулы даннаго вещества; наконецъ 4) такъ называемые *Ланжевэновскіе іоны*, масса которыхъ разъ въ 1000 превышаетъ массу моліоновъ.

ваемую часть среды; возрастаніе тока идетъ сначала почти строго пропорціонально разности потенціаловъ; затѣмъ онъ постепенно начинаетъ отставать отъ разности потенціаловъ и наростаетъ значительно медленнѣе, чѣмъ эта послѣдняя. При достаточно высокихъ разностяхъ потенціаловъ этотъ токъ проводимости достигаетъ своей наибольшей предѣльной величины, при которой, очевидно, токомъ извлекается изъ даннаго пространства такое же количество іоновъ, какое и доставляется; этотъ предѣльный токъ будетъ, очевидно, токомъ компенсаціи или *токомъ насыщенія* даннаго пространства іонами. Онъ сохраняетъ эту величину и при дальнѣйшемъ возрастаніи разности потенціаловъ. Если, наконецъ, разности потенціаловъ могутъ расти еще много дальше, наступаетъ въ газѣ искровой разрядъ.

При тѣхъ разностяхъ потенціаловъ, какія на единицу высоты дѣйствительно наблюдаются въ нижнихъ слояхъ воздуха, и при обычно наблюдаемыхъ здѣсь количествахъ іоновъ *токъ проводимости* достигаетъ, по Гоккелю, величины 1.9×10^{-16} ампера на каждый см.^{2} горизонтальной земной поверхности. Если же еще принять во вниманіе, что обыкновенными воздушными конвекціонными токами переносится значительное количество пыли, іоновъ и т. п., являющихся носителями опредѣленныхъ электрическихъ зарядовъ, то къ этому вертикальному току проводимости необходимо прибавить электрическій *конвекціонный токъ*, несущій, по Гоккелю, около 1.0×10^{-15} амп. на 1 см.^{2} т. е. токъ съ силою, почти въ 5 разъ превосходящею токъ проводимости.

Іонизація воздуха, какъ показываютъ изслѣдованія послѣдняго времени, играетъ важную роль не только въ явленіяхъ, свидѣтельствующихъ о существованіи электрическаго поля въ атмосферѣ; іоны оказываются существеннымъ факторомъ и въ другихъ процессахъ, постоянно имѣющихъ мѣсто въ природѣ. Какъ объ этомъ уже упоминалось въ своемъ мѣстѣ, конденсаціи паровъ нѣтъ, пока отсутствуютъ въ атмосферѣ центры или ядра конденсаціи, на которыхъ должно непремѣнно начаться образованіе водяныхъ капель. Такими ядрами конденсаціи оказываются главнѣйшимъ образомъ іоны. При этомъ іоны отрицательные легче конденсируютъ водяные пары, положительные — труднѣе. Если нѣтъ іоновъ, пары остаются въ воздухѣ въ пересыщенномъ состояніи. Только уже при очень значительномъ пересыщеніи, — и то послѣ конденсаціи паровъ на немногихъ имѣющихся или появляющихся въ воздухѣ отрицательныхъ іонахъ, начинается конденсація паровъ и на іонахъ положительныхъ.

Было уже выше упомянуто, что появленіе іоновъ можетъ быть результатомъ цѣлаго ряда *іонизаторовъ*. Такіе процессы іонизированія, оказывается, дѣйствительно имѣютъ мѣсто въ природѣ.

Процессъ іонизаціи данной среды сводится по современнымъ представленіямъ къ тому, что подъ вліяніемъ іонизатора молекулы или атомы іонизируемаго вещества расщепляются на отрицательно заряженный электронъ съ массою, не превосходящею $^1/_{1800}$ массы водороднаго атома, и на положительно заряженный остатокъ или іонъ, массу котораго составляетъ все остальное вещество расщепленнаго. Непосредственною причиною такого расщепленія атома или молекулы могутъ быть механическіе процессы, — именно ударъ другихъ атомовъ, молекулъ или іоновъ, если вслѣдствіе какихъ-либо причинъ скорость, а вмѣстѣ съ нею и кинетическая энергія удара таковыхъ получатъ значительное приращеніе. Но кромѣ такихъ процессовъ, связанныхъ съ увеличеніемъ скорости движенія молекулъ или атомовъ, не менѣе, если даже не гораздо болѣе

энергичными іонизаторами оказываются еще и процессы освѣщенія данной среды лучами весьма малой длины волны, — фіолетовыми или ультрафіолетовыми, а затѣмъ и лучами рентгеновскими и Беккерелевскими (въ радіоактивныхъ веществахъ).

На первомъ мѣстѣ среди подобныхъ процессовъ должна, конечно, стоять подтвержденная наблюденіями іонизація воздуха при освѣщеніи солнечными лучами вообще, — лучами короткой длины волны въ особенности. При этомъ условіи съ поверхности освѣщеннаго тѣла, какъ показываютъ изслѣдованія, отдѣляется потокъ отрицательно заряженныхъ, движущихся съ значительными скоростями электроновъ. Точно также газообразная среда подъ вліяніемъ освѣщенія дѣлается проводящею электрическій токъ, показывая этимъ, что молекулы или атомы газа распадаются на пути лучей на іоны. Для значительной іонизаціи среды этимъ путемъ необходимо, конечно, достаточно сильное освѣщеніе лучами малой длины волны. Въ случаѣ инсоляціи твердаго тѣла это послѣднее должно обладать способностью отдѣлять значительное количество іоновъ [1]). Если здѣсь этотъ процессъ ставится на первое мѣсто, то потому именно, что это—непосредственный эффектъ той лучистой энергіи, которая приносится на земную поверхность лучами солнца. Въ дѣйствительности едва ли этотъ путь можетъ дать въ количественномъ отношеніи значительные результаты. Однако не представляется невѣроятнымъ, что именно этимъ путемъ въ верхнихъ слояхъ атмосферы, гдѣ при большой прозрачности воздуха лучистая энергія солнца особенно богата лучами короткой длины волны, могутъ возникать заряды перистыхъ облаковъ.

Гораздо болѣе важнымъ, чѣмъ непосредственное освѣщеніе, источникомъ іонизаціи атмосфернаго воздуха являются Беккерелевскіе лучи, испускаемые различными радіоактивными веществами, входящими въ составъ твердой коры земного шара, водъ, наполняющихъ естественные водоемы на его поверхности, и даже газовъ, постоянно присутствующихъ въ земной атмосферѣ. Изслѣдованія, какъ извѣстно, показали, что радій и подобныя ему радіоактивныя вещества обладаютъ радіоактивностью, — способностью въ сильной степени освѣщаемый ими газъ іонизировать. Мало того,—и радій, и ему подобныя вещества обладаютъ этою способностью не только сами, но, дѣйствуя на нѣкоторое тѣло, до этого не обладавшее подобнымъ свойствомъ, и ему сообщаютъ *наведенную радіоактивность*, сохраняющуюся нѣкоторое время, но затѣмъ мало-по-малу исчезающую.

Изслѣдованія недавняго времени дали чрезвычайно богатый матеріалъ, не оставляющій сомнѣнія въ томъ, что шаръ земной дѣйствительно въ достаточной мѣрѣ богатъ іонизаторами такого типа, — радіоактивными веществами. Такъ доказана радіоактивность почвеннаго воздуха, камней и осадочныхъ породъ (для послѣднихъ, по Струтту, въ Симплонскомъ туннелѣ почти вдвое меньшая, чѣмъ для первыхъ); радіоактивная эманація найдена въ источникахъ; въ морской водѣ на 1 гр. воды открыто до 0.04×10^{-12} гр. радія, а въ морскихъ осадкахъ, по Жолли,—даже до 51×10^{-12} гр. радія. Радіоактивность самой атмосферы не только доказана и опредѣлена количественно; изслѣдованія обнаружили ея измѣненія въ зависимости отъ метеорологическихъ факторовъ. Точно также открыта радіоактивность осадковъ, выпадающихъ на зем-

---

[1]) Примѣняя чистый амальгамированный цинкъ, оказалось возможнымъ на этомъ принципѣ построить актинометръ для лучей короткой длины волны.

ную поверхность изъ атмосферы; такъ наблюдались случаи, когда изъ литра воды осадковъ полученныя радіоактивныя вещества давали, дѣйствуя на протекающій мимо нихъ воздухъ, до 3.000 іоновъ на 1 см.^{3} въ секунду.

61. **Электрическое поле—какъ слѣдствіе іонизаціи атмосферы.** Попытки связать электрическое земное поле съ іонизаціею атмосфернаго воздуха сдѣланы были немедленно послѣ того, какъ выяснились въ достаточной мѣрѣ основные факты, характеризующіе явленія іонизаціи, и параллельно съ этимъ наличность свободныхъ, подвижныхъ іоновъ въ атмосферѣ. И по настоящее время нельзя, однако, считать вполнѣ разъясненными всѣ факты, относящіеся къ этому вопросу, вслѣдствіе недостаточности наблюдательнаго матеріала, собраннаго при этомъ почти исключительно для нижнихъ слоевъ воздуха; да и здѣсь изучены только до извѣстной степени слои надъ сушею и почти совершенно не затронуты массы воздуха, лежащія надъ океанами. Тѣмъ не менѣе Эберту, а за нимъ и ряду шедшихъ по намѣченному имъ пути изслѣдователей удалось формулировать идеи относительно связи между электрическимъ полемъ атмосферы и іонизаціею воздуха въ настолько удачной формѣ, что картина электрическаго поля и наблюдаемыхъ въ немъ измѣненій,—по крайней мѣрѣ для нижнихъ слоевъ атмосферы,—рисуется съ достаточною опредѣленностью.

Для того чтобы создать такую картину, необходимо, конечно, прежде всего разъяснить себѣ вопросъ, какимъ образомъ можетъ возникнуть и поддерживаться земное электрическое поле; а затѣмъ должны быть отысканы тѣ факторы, которые вносятъ въ него открытыя наблюденіями періодическія и непеpіодическія измѣненія.

Основою идеи Эберта послужилъ фактъ, установленный непосредственными опытами, что іонизированный газъ, проходя или диффундируя чрезъ узкіе каналы (поры) любой пористой среды, выходитъ изъ этой послѣдней съ увеличеннымъ содержаніемъ положительныхъ іоновъ, заряжая при этомъ самое пористое тѣло отрицательно. Явленіе это связано со способностью іоновъ,—особенно отрицательныхъ,—плотно прилипать къ поверхности тѣла, съ которымъ они приведены въ соприкосновеніе. Такъ какъ сама почва равно какъ и заключающійся въ ея порахъ воздухъ всегда оказываются содержащими радіоактивныя вещества, а потому въ извѣстной мѣрѣ послѣдній—іонизированнымъ, то ясно, что, выходя изъ почвы подъ вліяніемъ нагрѣванія или пониженія давленія, этотъ воздухъ всегда будетъ содержать въ близкихъ къ земной поверхности слояхъ на положительныхъ іонахъ свободныя положительныя электрическія массы, тогда какъ самая почва окажется заря-

женною отрицательно, что именно и является характеристичною чертою для земного электрическаго поля. Вѣтеръ и восходящіе потоки при нагрѣваніи должны затѣмъ уносить положительные іоны вверхъ. Обратный процессъ въ порахъ при охлажденіи или повышеніи давленія не можетъ уничтожить отрицательный зарядъ земли, ибо обратно въ почву вступаетъ воздухъ, въ которомъ послѣ молизаціи или возсоединенія вслѣдствіе столкновеній количество свободныхъ іоновъ значительно уменьшилось.

Идея Эберта, давая согласное съ наблюденіями представленіе не только о процессѣ возникновенія, но и поддержанія атмосфернаго электрическаго поля, нуждается, конечно, прежде всего въ отсутствующей пока количественной провѣркѣ того положительнаго заряда, который можетъ сообщить атмосферному воздуху процессъ, положенный въ основу этихъ разсужденій, какъ это и было замѣчено лицами, возражавшими противъ этой идеи. Вообще затѣмъ надо думать, что при достаточно слабой радіоактивности веществъ, могущихъ вызвать положительный зарядъ атмосфернаго воздуха, едва ли одними только этими радіоактивными веществами опредѣляется зарядъ даннаго объема атмосфернаго воздуха. Да и нѣтъ въ дѣйствительности основаній игнорировать другіе процессы, могущіе существенно измѣнять этотъ зарядъ.

Такъ процессы конденсаціи паровъ могутъ быть причиною появленія свободныхъ электрическихъ зарядовъ въ атмосферѣ. Осадки, какъ это уже указывалось ранѣе, несутъ обычно отрицательные электрическіе заряды къ почвѣ, оставляя положительные іоны въ атмосферѣ. Поэтому, по Гоккелю, земное электрическое поле должно въ дождливыхъ областяхъ возстановляться легче; въ сухихъ же воздухъ долженъ быть бѣднѣе положительными іонами. Наблюденія это въ извѣстной мѣрѣ подтверждаютъ. Полнаго исчезновенія поля, само собою разумѣется, даже въ безводныхъ пустыняхъ быть не можетъ вслѣдствіе обмѣна воздуха между сухими и дождливыми странами.

Далѣе процессы инсоляціи должны вызвать, какъ это уже указывалось, электризацію пронизываемаго лучами воздуха и особенно облаковъ.

Словомъ въ настоящее время не можетъ быть сомнѣнія, что диффузіею или выходомъ почвеннаго воздуха въ свободную атмосферу процессы возникновенія атмосфернаго электрическаго поля не исчерпываются, что въ дѣйствительности дѣло осложняется еще рядомъ другихъ, параллельно протекающихъ процессовъ. Но во всякомъ случаѣ Эбертомъ указанъ первичный, исходный пунктъ для анализа явленій атмосфернаго электрическаго поля.

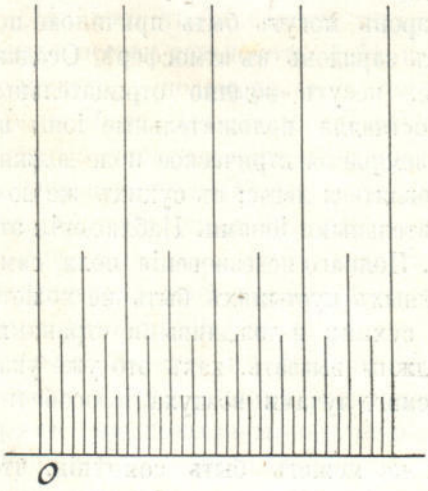
Само собою разумѣется, что идеи Эберта съ измѣненіями и дополненіями, выше отмѣченными, могутъ относиться только къ нижнимъ слоямъ атмосферы. Въ верхнихъ слояхъ могутъ существовать и другіе источники зарядовъ въ видѣ ультрафіолетовыхъ лучей или другихъ неизвѣстныхъ пока процессовъ, вызывающихъ то или другое измѣненіе въ напряженности земного электрическаго поля.

Земля, такимъ образомъ, вслѣдствіе диффузіи почвеннаго воздуха заряжена отрицательно, а воздухъ самъ іонизированъ такъ, что внизу, у земной поверхности преобладаютъ положительные іоны. Но въ образовавшемся вслѣдствіе отрицательнаго заряда земли полѣ положительные іоны, притягиваясь къ землѣ, должны двигаться внизъ, скопляясь именно у поверхности почвы, а отрицательно заряженные іоны, отталкиваясь, будутъ стремиться вверхъ.

По теоремѣ Пуассона для электрическаго поля

$$\frac{d\left(\frac{dv}{dh}\right)}{dh} = \frac{d^2v}{dh^2} = -4\pi\rho,$$

или измѣненіе напряженности $\left(\frac{dv}{dh}\right)$ поля на единицу высоты будетъ пропорціонально объемной плотности электричества т. е. его количеству, заключенному въ единицѣ объема газа (діэлектрика). Такъ какъ около земной поверхности положительные іоны преобладаютъ надъ отрицательными т. е. имѣются свободные положительные заряды, — иначе такъ какъ $\rho > 0$, то должна быстро убывать и напряженность поля, что соотвѣтствуетъ вполнѣ и наблюденіямъ. Поэтому, примѣняя Фаредеевское представленіе электрическаго поля силовыми нитями, обрывающимися съ одной стороны у поверхности заряженнаго тѣла, а съ другой оканчивающимися у противоположно первому заряженнаго второго тѣла, надо себѣ представить земное электрическое поле заполненнымъ пучками силовыхъ нитей, количество которыхъ на единицу поверхности очень быстро уменьшается снизу вверхъ, какъ на черт. 98.



Черт. 98. Силовыя линіи въ электрическомъ полѣ атмосферы.

Потокъ движущихся навстрѣчу другъ другу іоновъ: положительныхъ по направленію къ поверхности земли, отрицательныхъ— вверхъ—образуетъ тотъ вертикальный токъ проводимости, который въ дѣйствительности обычно наблюдается въ атмосферѣ, какъ было указано выше. Такъ какъ этотъ токъ проводимости имѣетъ мѣсто при сравнительно не высокихъ разностяхъ потенціаловъ на единицу высоты, а потому и далекъ еще отъ тока насыщенія, то его величина опредѣляется, какъ для обычнаго установившагося электрическаго тока, по закону Ома проводимостью воздуха и измѣненіемъ потенціала на единицу длины т. е. сила этого тока на каждый 1 см.^{2} будетъ:

$$i = c \frac{dV}{dh},$$

если чрезъ c обозначить проводимость воздуха. А эта величина въ свою очередь для іонизированнаго воздуха, какъ показываютъ теорія и опытъ, связана съ зарядомъ, количествомъ и скоростью движенія іоновъ того и другого знака, такъ что

$$c = \varepsilon n_p w_p + \varepsilon n_n w_n,$$

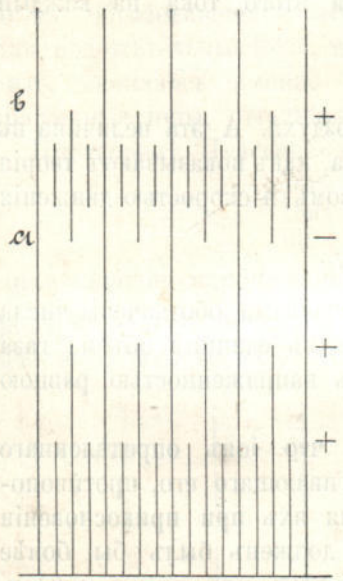
гдѣ чрезъ n и w съ соотвѣтствующими значками обозначены числа положительныхъ и отрицательныхъ іоновъ въ единицѣ объема газа и ихъ скорость передвиженія въ полѣ съ напряженностью, равною единицѣ, а ε—зарядъ іона.

Перемѣщая іоны такимъ образомъ, что іонъ опредѣленнаго знака всегда движется въ сторону притягивающаго его, противоположно ему заряженнаго тѣла, и заставляя ихъ при прикосновеніи разряжать послѣднее, токъ проводимости долженъ былъ бы болѣе или менѣе быстро уничтожать возникшее тѣмъ или инымъ путемъ электрическое поле. Если земное электрическое поле оказывается постоянно существующимъ или, лучше, непрерывно возстановляющимся, не смотря на существованіе тока проводимости, то—потому только, что указанный Эбертомъ процессъ его возникновенія дѣйствуетъ все время, равно какъ дѣйствуютъ постоянно и другіе іонизаціонные процессы, возобновляя это поле.

Однако есть еще и помимо того факторъ, противодѣйствующій току проводимости въ направленіи ослабленія или уничтоженія земного элекрическаго поля. Подъ дѣйствіемъ инсоляціи и повышенія температуры въ дѣятельномъ слоѣ и сосѣднихъ съ нимъ слояхъ воздуха возникаетъ въ дневные часы восходящій потокъ этого послѣдняго, уносящій положительные іоны отъ поверхности почвы въ болѣе высокіе слои атмосферы. Какъ было уже указано выше, получающійся этимъ путемъ конвекціонный электрическій токъ, на-

правленный обратно току проводимости, значительно превосходитъ послѣдній и, слѣдовательно, стремится не только поддержать, но и усилить создавшееся земное электрическое поле.

Подъ вліяніемъ ряда факторовъ, непрерывно дѣйствующихъ въ атмосферѣ, можетъ въ широкихъ предѣлахъ мѣняться проводимость воздуха т. е. какъ количество, такъ и скорость перемѣщенія іоновъ того и другого знака, находящихся въ единицѣ объема воздуха для даннаго момента въ нѣкоторомъ пунктѣ. Вслѣдствіе этого возникнутъ прежде всего мѣстныя болѣе или менѣе существенныя измѣненія въ напряженности земного электрическаго поля. Такъ возникающій вслѣдствіе термическаго нарушенія равновѣсія воздушныхъ массъ вѣтеръ, перемѣщая массы воздуха, вмѣстѣ съ тѣмъ будетъ переносить и перераспредѣлять іоны съ положительными и отрицательными зарядами измѣняя этимъ проводимость воздуха, а съ нею и напряженность поля.



Черт. 99. Силовыя линіи въ электрическомъ полѣ атмосферы при измѣненіи ея проводимости (въ слоѣ ab).

Пусть въ самомъ дѣлѣ въ слоѣ ab (черт. 99) вслѣдствіе какой либо причины проводимость с рѣзко уменьшилась. Это отразится немедленно и на всемъ режимѣ земного электрическаго поля въ данномъ пунктѣ не только въ слоѣ ab, но и въ слояхъ, лежащихъ и выше и ниже ab. Съ уменьшеніемъ проводимости число положительныхъ іоновъ, движущихся съ опредѣленной скоростью къ земной поверхности, должно возрасти на верхней границѣ b разсматриваемаго слоя, тогда какъ на нижней границѣ его a будетъ наблюдаться избытокъ отрицательныхъ, движущихся отъ земли вверхъ іоновъ. Это само собою понятно, такъ какъ уменьшеніе проводимости даннаго слоя указываетъ именно или на обѣдненіе даннаго слоя тѣми и другими іонами, или на уменьшеніе скорости ихъ перемѣщенія; и то, и другое измѣненіе въ слоѣ ab дастъ вышеуказанный результатъ. Слѣдовательно въ разсматриваемомъ случаѣ электрическое земное поле окажется сравнительно съ нормальнымъ режимомъ усиленнымъ въ слоѣ ab и на нѣкоторомъ разстояніи надъ нимъ и число линій силъ на единицу поверхности

здѣсь должно возрасти, какъ на черт. 99. Наоборотъ поле будетъ нѣсколько ослаблено внизу подъ слоемъ ab. Совершенно обратное разсмотрѣнному случаю измѣненіе напряженности поля должно возникнуть въ томъ случаѣ, когда проводимость слоя ab увеличится.

Но свободные электрическіе заряды могутъ, кромѣ непосредственныхъ измѣненій въ проводимости воздуха, и инымъ путемъ возникать въ тѣхъ слояхъ атмосферы, гдѣ ихъ ранѣе не было. Такъ воздушными потоками поднимается съ земной поверхности въ болѣе высокіе слои атмосферы пыль, заряженная отрицательно. При конденсаціи воды на іонахъ, —отрицательныхъ по преимуществу,—капли воды должны заряжаться также отрицательно. Подобные отрицательные заряды дѣйствительно и наблюдались въ облакахъ и особенно—въ осадкахъ, какъ упоминалось уже это выше. Капли дождя и снѣга при своемъ выпаденіи должны переносить съ собою отрицательные заряды изъ болѣе высокихъ слоевъ внизъ къ поверхности земли. Слѣдовательно,—рядъ перечисленныхъ дѣятелей долженъ существенно измѣнять тотъ нормальный режимъ и тотъ токъ проводимости, который установится въ іонизированномъ воздухѣ при возникновеніи въ немъ электрическаго поля.

Отмѣченные въ предыдущихъ строкахъ факты разъясняютъ, почему въ нижнихъ слояхъ атмосферы такъ неоднородно обнаруживаемое непосредственными наблюденіями земное электрическое поле. Этими же факторами вызываются и періодическія, и непеpіодическія измѣненія, наблюдаемыя въ этомъ полѣ.

Суточный ходъ напряженности земного электрическаго поля для пунктовъ, лежащихъ на небольшихъ высотахъ надъ почвою, представляетъ собою, какъ это было уже указано выше, кривую съ двумя минимумами около 4 час. утра и 2 час. дня и двумя максимумами около 9 час. утра и 7 час. вечера. Въ болѣе высокихъ слояхъ, наоборотъ, этотъ ходъ напряженности поля даетъ уже одинъ минимумъ раннимъ утромъ и одинъ максимумъ около 2—4 час. дня. Непосредственною причиною этихъ колебаній напряженности электрическаго атмосфернаго поля являются суточныя измѣненія температуры въ дѣятельномъ слоѣ почвы и прилегающихъ къ нему нижнихъ слояхъ воздуха, вызывающія съ одной стороны выходъ іонизированнаго воздуха изъ почвы внаружу, а съ другой—измѣненія проводимости въ этихъ нижнихъ воздушныхъ слояхъ.

При недостаткѣ вообще и малой надежности (съ методологической стороны) наблюдательнаго матеріала нѣтъ еще, конечно, возможности дать общепризнанное вполнѣ удовлетворительнымъ истолкованіе этой картины суточныхъ измѣненій напряженности въ атмосферномъ электрическомъ полѣ, такъ какъ съ

одной стороны нѣтъ увѣренности, что дальнѣйшія наблюденія болѣе совершенными, чѣмъ теперь примѣняемые, методами подтвердятъ вполнѣ всѣ пока обрисовавшіяся детали; а съ другой и изслѣдователи далеко еще не сошлись во взглядахъ на ближайшія причины этихъ измѣненій. При современномъ состояніи нашихъ данныхъ причины эти могутъ рисоваться слѣдующимъ образомъ.

Увеличеніе объема почвеннаго воздуха при дневномъ нагрѣваніи, начинающееся послѣ восхода солнца, должно вызвать его выступленіе изъ почвы въ свободную атмосферу и параллельно съ этимъ возрастаніе напряженности электрическаго поля вблизи земной поверхности въ утренніе часы. Въ околополуденные часы измѣненія температуры дѣятельнаго слоя и прилегающаго къ нему воздуха замедляются, а конвекціонные потоки достигаютъ своего наибольшаго развитія, унося при этомъ накопляющіеся вмѣстѣ съ почвеннымъ воздухомъ положительные іоны въ болѣе высокіе слои атмосферы и поднимая съ поверхности земли массы отрицательно заряженной пыли. Въ этомъ можетъ лежать причина около-полуденнаго уменьшенія напряженности поля въ нижнихъ слояхъ, тогда какъ въ верхнихъ, соотвѣтственно приносу конвекціонными потоками положительныхъ іоновъ, она и должна еще расти. Послѣ 2 час. дня при ослабленіи восходящихъ потоковъ и начавшемся пониженіи температуры будетъ увеличиваться и влажность, а съ ея увеличеніемъ—уменьшаться проводимость воздуха въ ближайшихъ къ земной поверхности его слояхъ. Значитъ,—согласно тому, что сказано было выше, надъ этимъ влажнымъ слоемъ напряженность поля должна расти; въ этомъ обстоятельствѣ можетъ лежать причина того увеличенія напряженности поля, которое наблюдается въ вечерніе часы въ нижнихъ слояхъ атмосферы; въ болѣе высокихъ же, соотвѣтственно ослабленію восходящихъ потоковъ, уменьшается притокъ положительныхъ іоновъ и напряженность поля падаетъ. Съ закатомъ солнца слой влажнаго воздуха малой проводимости достигаетъ значительной мощности, результатомъ чего и явится новое уменьшеніе напряженности поля въ этихъ обильныхъ теперь парами слояхъ воздуха [1]).

Въ заключеніе этого отдѣла приходится снова повторить, что нельзя еще въ настоящее время считать вполнѣ разъясненными всѣ тѣ подробности и детали, которыя обнаружены наблюденіями въ состояніи и измѣненіяхъ земного электрическаго поля. Для составленія полной, законченной въ подробностяхъ картины еще не достаточно детально разработана и теорія іонизаціи и электрическаго поля въ газахъ при этомъ условіи. Не достаточенъ въ количественномъ отношеніи и не изслѣдованъ въ методологическомъ отношеніи добытый наблюденіями матеріалъ для всесторонняго изученія земного электрическаго поля. Во всякомъ случаѣ, изложенные на предшествующихъ страницахъ взгляды на причины возникновенія

---

[1]) Для болѣе подробнаго ознакомленія съ добытымъ наблюденіями по отношенію къ атмосферному электрическому полю матеріаломъ и съ литтературою этой области метеорологіи можно указать на одновременно почти появившіяся книги: *H. Mache* und *E. Schweidler*, Die atmosphärische Elektrizität. Braunschw., 1909, и *A. Gockel*, Die Luftelektrizität. Leipz., 1908.

и наблюдаемыя измѣненія этого поля даютъ уже возможность — хотя и грубо, но довольно опредѣленно не только намѣтить, но и обосновать тѣ главнѣйшія черты, которыя являются наиболѣе характеристичными для электрическаго поля атмосферы.

VII. Давленіе воздуха.

62. **Измѣреніе давленія; поправки барометра.** Для измѣренія давленія, какъ извѣстно изъ физики, употребляются барометры: опредѣляется высота столба ртути, уравновѣшивающаго атмосферное давленіе въ данный моментъ въ мѣстѣ наблюденія. Но, измѣряя величину давленія высотою ртутнаго столба въ барометрѣ, необходимо помнить, что замѣнять величину давленія другою, ей эквивалентною величиною можно только при извѣстныхъ условіяхъ.

Давленіе есть сила, съ которою данная масса притягивается земнымъ шаромъ, разсчитываемая на единицу поверхности. Если въ нѣкоторомъ пунктѣ давленіе атмосферы уравновѣшено столбомъ ртути въ H миллиметровъ, это значитъ, что атмосфера давитъ на трубку съ сѣченіемъ въ 1 кв. см. съ силою P, которая будетъ

$$P = H\ g\ d,$$

гдѣ g — ускореніе силы тяжести, d — плотность ртути. Пусть въ нѣкоторомъ другомъ пунктѣ одновременно наблюдалось давленіе P′, измѣренное столбомъ ртути въ H′ мм., т. е.

$$P' = H'\ g'\ d.$$

Когда сравниваютъ обѣ величины P и P′, то $P : P' = H : H'$ только тогда, когда $g = g'$; если же g' не равно g, то

$$P : P' = Hg : H'g'$$

и давленіе, очевидно, не пропорціонально высотамъ ртутнаго столба въ обоихъ пунктахъ.

Такъ какъ высота H столба ртути, уравновѣшивающаго давленіе атмосферы, мѣняется съ температурою, то, прежде всего, для полной сравнимости всѣхъ измѣреній давленія принято, какъ это извѣстно уже изъ физики, *приводить измѣренную при температурѣ t высоту H′ къ 0°.* Это дѣлается по формулѣ

$$H_0 = H' - H'\ t\ (a - k),$$

гдѣ a — коэффиціентъ расширенія ртути, k — коэффиціентъ расширенія шкалы, служащей для наблюденія. Поправочный членъ $H'\ t\ (a - k)$ есть произведеніе постоянной величины $(a - k)$ на двѣ перемѣнныя величины H′ и t, которыя можно принять за аргу-

менты и по даннымъ H′ и t вычислить всѣ возможныя значенія произведенія; эту поправку и берутъ изъ готовыхъ уже таблицъ по наблюденнымъ H′ и t.

Такъ какъ далѣе (стр. 27)

$$g = g_{45}\ (1 - 0.0026\ \mathrm{Cos}\ 2\ \varphi)\ (1 - \beta z),$$

то обыкновенно для сравнимости принято уже на станціяхъ вводить въ показанія барометра *поправку на приведеніе къ нормальной тяжести*, пренебрегая, по его малости, вторымъ множителемъ въ скобкахъ. Величина этой поправки не превосходитъ обыкновенно 2 мм. давленія, какъ можно видѣть изъ слѣдующей маленькой таблички. Поправка эта будетъ

при широтѣ φ	90^0	75^0	60^0	45^0
поправка въ мм.	± 1.97	± 1.70	± 0.98	0.00
при широтѣ φ	0^0	15^0	30^0	45^0;

для широтъ отъ 0^0 до 45^0 она вычитается, для широтъ отъ 45^0 до 90^0 она прибавляется, что и показываютъ знаки $\pm$.

Наконецъ, если бы встрѣтилась необходимость сравнивать давленія различныхъ пунктовъ, то эти давленія, даже при введеніи всѣхъ предыдущихъ поправокъ, могутъ оказаться несравнимыми, если высота пунктовъ надъ уровнемъ моря неодинакова. На стр. 28—29 былъ разсмотрѣнъ законъ измѣненія давленія съ высотою. Пользуясь формулами, тамъ данными, легко перейти отъ давленія на одномъ уровнѣ къ давленію на какомъ угодно другомъ, если извѣстно измѣненіе температуры съ высотою. Такимъ именно образомъ поступаютъ съ давленіями, найденными дѣйствительными наблюденіями, когда желаютъ нарисовать себѣ картину погоды на нѣкоторомъ опредѣленномъ уровнѣ: давленія приводятся тогда къ этому уровню и только уже приведенныя къ уровню моря наносятся на карту.

Въ описаніе отдѣльныхъ барометровъ, употребляемыхъ для наблюденій, входить нѣтъ надобности; общіе принципы этихъ приборовъ извѣстны изъ физики, детали— дѣло инструкцій. Объ употребительнѣйшемъ изъ барографовъ, служащихъ для непрерывной записи колебаній атмосфернаго давленія, было также уже упомянуто на стр. 19, черт. 4.

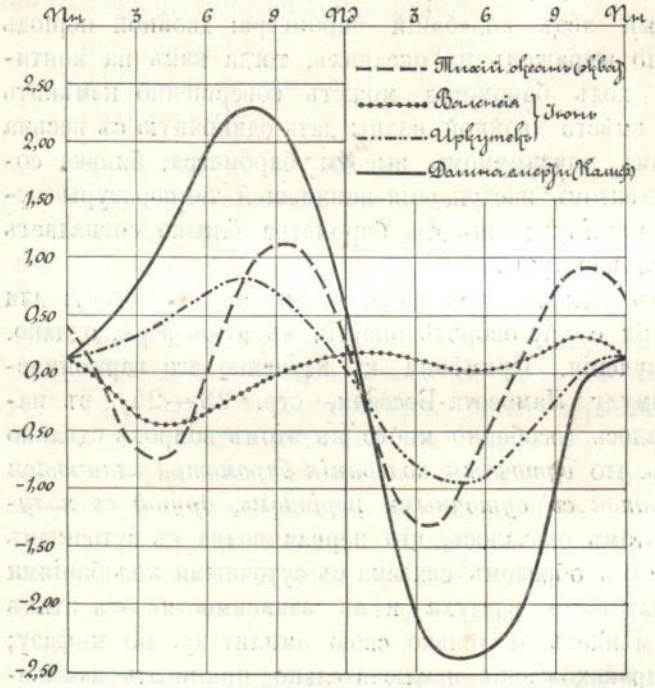
63. **Періодическія измѣненія атмосфернаго давленія.** Наблюденія барометра въ теченіе сутокъ обнаруживаютъ замѣтныя измѣненія атмосфернаго давленія съ суточнымъ періодомъ,—особенно правильныя и значительныя въ близъэкваторіальныхъ широтахъ. По мѣрѣ удаленія отъ экватора эти суточныя колебанія давленія ста-

новятся меньшими и менѣе правильными и въ околополярныхъ широтахъ (выше 60°) дѣлаются почти совершенно незамѣтными. Колебанія эти обнаруживаютъ вблизи экватора два максимума давленія,—около 10 час. утра и 10 час. вечера, и два минимума,—около 4 час. утра и 4 ч. дня. Моменты наступленія максимумовъ и минимумовъ нѣсколько измѣняются въ теченіе года; измѣняется и амплитуда суточныхъ колебаній барометра въ теченіе года. Съ увеличеніемъ широты мѣста не только амплитуда колебаній уменьшается, но и самыя суточныя колебанія барометра оказываются зависящими отъ погоды. Наконецъ положеніе мѣста наблюденія вліяетъ на суточный ходъ колебаній барометра: двойной періодъ наиболѣе правильно выраженъ на океанахъ, тогда какъ на континентахъ суточный ходъ барометра можетъ совершенно измѣнить свой характеръ и вмѣсто двойной волны дать одиночную съ весьма рѣзко выраженнымъ максимумомъ высоты барометра, близко совпадающимъ съ моментомъ наступленія наинизшей температуры сутокъ, тогда какъ минимумъ высоты барометра близко совпадаетъ съ максимумомъ температуры.

Суточный ходъ давленія не вліяетъ замѣтно на погоду; для яснаго представленія о круговоротѣ энергіи въ атмосферѣ, однако, и онъ требуетъ изученія. Примѣняя къ изученію его гармоническій анализъ (формулу Ламберта-Бесселя, стр. 23—25), въ настоящее время удалось (особенно много въ этомъ вопросѣ сдѣлано Ханномъ) показать, что *суточныя колебанія барометра слагаются изъ двухъ волнъ: одной съ суточнымъ періодомъ, другой съ полусуточнымъ.* При этомъ оказалось, что первая волна съ суточнымъ періодомъ тѣснѣйшимъ образомъ связана съ суточными колебаніями температуры и влажности воздуха и въ зависимости отъ этихъ двухъ элементовъ мѣняетъ не только свою амплитуду, но и фазу; надо поэтому ея происхожденіе исключительно приписать измѣненіямъ этихъ двухъ элементовъ. Тамъ, гдѣ суточныя колебанія температуры малы (тропики, океаны), и суточная волна незначительна; тамъ же, наоборотъ, гдѣ суточныя колебанія температуры достаточно велики и рѣзки, и суточная волна достигаетъ такой рѣзкости и величины, что совершенно маскируетъ волну полусуточную. Напротивъ вторая,—полусуточная волна измѣняетъ свою величину только въ зависимости отъ широты мѣста, тогда какъ фаза ея остается для всей земной поверхности почти постоянною, ни отъ какихъ метеорологическихъ условій, повидимому, не зависящею. Эти факты заставляютъ признать, что къ температурнымъ колебаніямъ давленія въ теченіе сутокъ, выражающимся суточною волною, при-

бавляются еще полусуточныя колебанія давленія, происходящія отъ причинъ, лежащихъ внѣ земной поверхности.

Съ полною ясностью и увѣренностью установить истинную причину возникновенія полусуточной волны давленія пока еще не удалось. Попытка разсматривать ее, какъ результатъ своеобразныхъ гармоническихъ колебаній, — какъ бы явленій резонанса, возникающихъ въ атмосферѣ подъ дѣйствіемъ инсоляціи (мысль лорда Кельвина — У. Томсона), не дала согласныхъ съ наблюденіями результатовъ. Постоянство же ея фазы для всей земной поверхности и полная ея независимость отъ какихъ-либо метеорологическихъ факторовъ говорятъ скорѣе за то, что ея причины лежатъ внѣ земной поверхности.



Черт. 100. Суточныя колебанія атмосфернаго давленія.

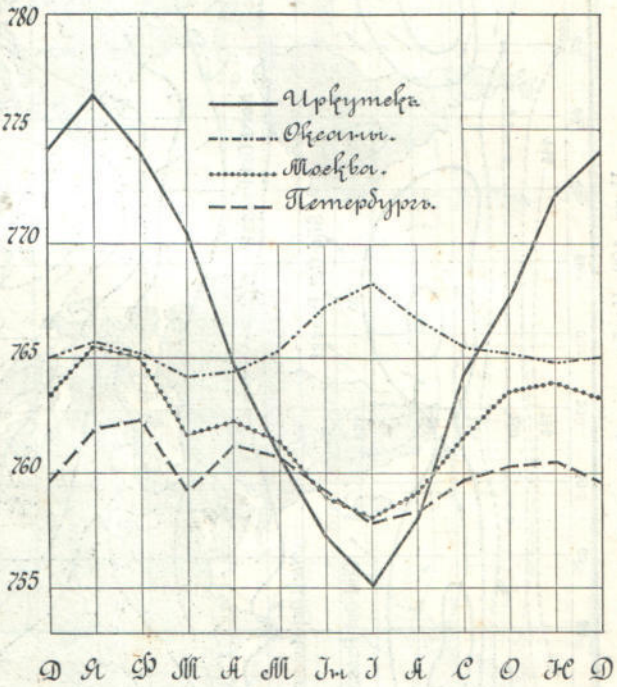
Черт. 100 даетъ суточный ходъ барометра для нѣсколькихъ пунктовъ; кривая для тропическихъ океановъ представляетъ во всей чистотѣ полусуточную волну, почти совершенно не осложненную температурными колебаніями; кривая для Долины Смерти (Калифорнія, лѣто) показываетъ, какъ температурная, суточная волна, накладываясь на полусуточную, совершенно измѣняетъ характеръ колебаній давленія.

Такимъ образомъ суточныя колебанія температуры и влажности вызываютъ и въ давленіи воздуха соотвѣтственныя колебанія (суточная волна). Точно такимъ же образомъ отзываются на давленіи воздуха и годичныя колебанія температуры.

Если припомнимъ сказанное ранѣе (стр. 117—120) о періодическихъ колебаніяхъ температуры, то естественнымъ слѣдствіемъ этого

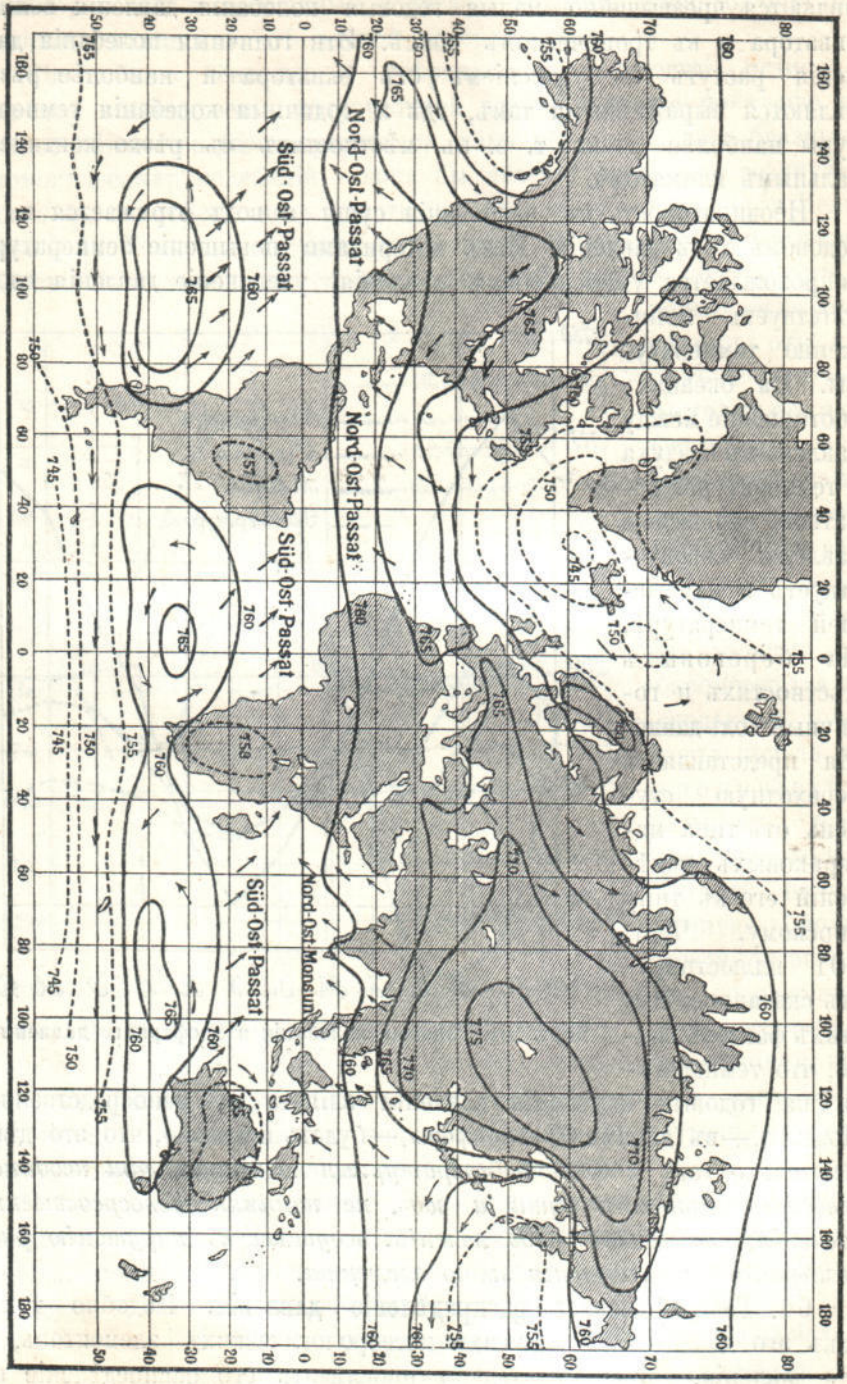
являются чрезвычайно малыя годовыя колебанія давленія вблизи экватора и въ тропическомъ поясѣ. Эти годичныя колебанія давленія растутъ съ удаленіемъ отъ экватора и наиболѣе рѣзко являются выраженными тамъ, гдѣ и годичныя колебанія температуры наиболѣе рѣзки, т. е. въ мѣстностяхъ съ рѣзко континентальнымъ климатомъ.

Неодинаковость въ нагрѣваніи суши и водъ отражается и на годовомъ ходѣ давленія. Надъ материками повышеніе температуры сопровождается уменьшеніемъ давленія; увеличеніе давленія соотвѣтствуетъ пониженію температуры. На океанахъ соотношеніе между давленіемъ воздуха и температурой обратное; наивысшее давленіе соотвѣтствуетъ и наивысшей температурѣ. На береговыхъ мѣстностяхъ и годичный ходъ давленія представляетъ переходную ступень отъ типа материковыхъ измѣненій его къ типу морскому. Черт. 101 иллюстрируетъ сказанное. Изъ этихъ фактовъ видно, что температура на годовыя измѣненія давленія вліяетъ не непосредственно. Позднѣе,—въ динамикѣ атмосферы,—будетъ показано, что это дѣйствительно такъ и есть: *температурныя колебанія при неодинаковости нагрѣванія суши и водъ, не измѣняя непосредственно давленія, вызываютъ рядъ явленій, ведущихъ къ нарушенію равномѣрнаго распредѣленія этого элемента.*

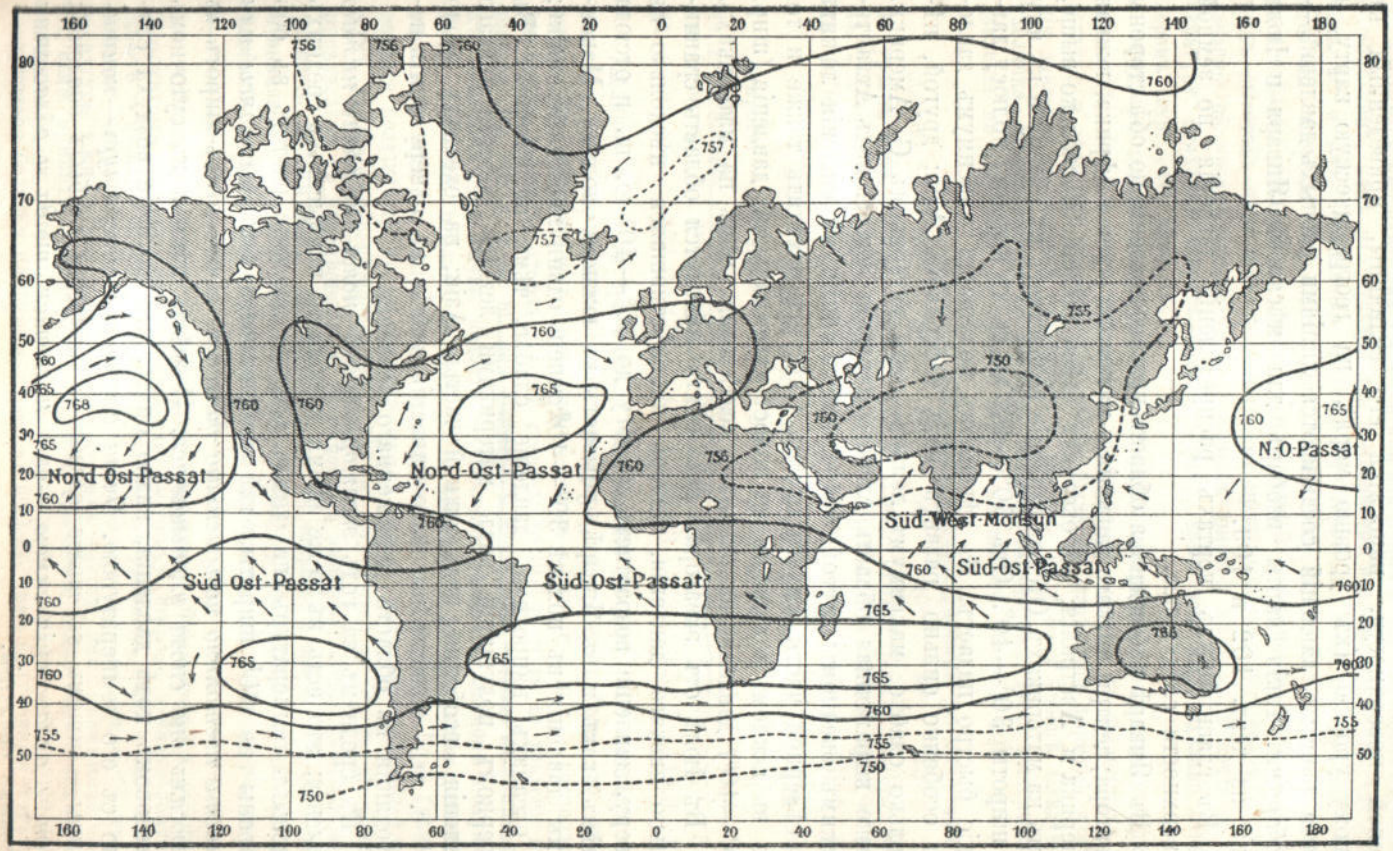


Черт. 101. Годовыя колебанія атмосфернаго давленія.

64. **Географическое распредѣленіе давленія.** Подобно тому, какъ это дѣлается для другихъ метеорологическихъ элементовъ, и для давленія, когда желательно прослѣдить его распредѣленіе по



Черт. 102. Изобары и вѣтры января.



Черт. 103. Изобары и вѣтры Іюля.

земной поверхности, наносятся его величины, приведенныя къ одному уровню (къ уровню моря), на географическую карту, и мѣста равныхъ давленій соединяются линіями равныхъ давленій,— *изобарами*. Такія карты изобаръ для мѣсяцевъ Января и Іюля даны на черт. 102 и 103.

Въ главнѣйшихъ чертахъ распредѣленіе давленія по земной поверхности слѣдующее.

Въ Январѣ наблюдается область низкаго давленія по обѣ стороны экватора; центры низкаго давленія—материки: южная Африка, южная Америка и Австралія; на океанахъ здѣсь давленіе нѣсколько выше, чѣмъ на материкахъ. Отсюда давленіе возрастаетъ къ сѣверу и къ югу до широты 30°—40°. Отъ 30°—40° ю. ш. къ южному полюсу давленіе быстро падаетъ. Въ сѣверномъ полушаріи максимумъ давленія особенно сильно развитъ надъ материкомъ Азіи; другой, нѣсколько слабѣе, максимумъ лежитъ надъ материкомъ С. Америки. Рѣзко выраженная область слабаго давленія лежитъ надъ Атлантическимъ океаномъ; другой, болѣе слабый минимумъ давленія лежитъ въ сѣверной части Тихаго океана. Слѣдуетъ отмѣтить также и то, что въ южномъ полушаріи въ полосѣ максимальнаго давленія (шир. 30°—40°) давленіе на океанахъ вездѣ выше, чѣмъ на материкахъ.

Въ Іюлѣ отъ экватора, гдѣ опять находится область сравнительно низкаго давленія, теперь перемѣстившаяся нѣсколько къ сѣверу, давленіе возрастаетъ къ югу до 30°—40° ю. ш. и отсюда затѣмъ, какъ и въ Январѣ, убываетъ къ южному полюсу. Максимумы давленія въ полосѣ 30°—40° теперь сдвинулись на материки; на океанахъ, напротивъ, давленіе слабѣе, чѣмъ на материкѣ. Въ сѣверномъ полушаріи надъ материками лежатъ области низкаго давленія, особенно надъ южной частью Азіи; на океанахъ около 40° с. ш.—области высокаго давленія, далѣе къ сѣверу опять переходящія въ области пониженнаго давленія.

Въ среднемъ за годъ *экваторіальный поясъ—область низкаго давленія*; это есть въ то же время и область наивысшихъ среднихъ годовыхъ температуръ на землѣ. Отсюда давленіе растетъ въ обѣ стороны до 30° широты, гдѣ наблюдаются какъ бы *поясы или области постоянно повышеннаго давленія*, а отъ этихъ широтъ *къ полюсамъ оно снова уменьшается*. И здѣсь, какъ и въ суточномъ и годовомъ ходѣ давленія, видно опять, что давленіе воздуха связано съ его температурою. *Очаги высокихъ температуръ—континенты—лѣтомъ въ тоже время—и области слабыхъ давленій; центры охлажденія зимою,—они являются тогда и областями высокихъ давленій.*

Пользуясь многолѣтними наблюденіями различныхъ станцій, можно вычислить подобно тому, какъ это сдѣлано для температуръ и влажностей (стр. 140, 161, черт. 62 и 73), нормальныя давленія по широтамъ. Подобные разсчеты были сдѣланы впервые Феррелемъ. При этомъ Феррель сдѣлалъ разсчеты, давшіе распредѣленіе давленія не только вблизи земной поверхности, но и на различныхъ высотахъ надъ нею. Для этого ему пришлось вычислить сначала среднее давленіе на уровнѣ океана для различныхъ широтъ, а затѣмъ и среднюю температуру этихъ-же широтъ,—подобно тому, какъ это было сдѣлано Шпиталеромъ (стр. 140, черт. 62).

Сдѣлавъ затѣмъ нѣкоторыя предположенія о вертикальномъ температурномъ градіентѣ, Феррель могъ подсчитать температуру воздуха на различныхъ высотахъ; а зная эту температуру, можно было по извѣстной формулѣ измѣненія давленія съ высотой разсчитать и давленіе на любомъ уровнѣ. Слѣдующая табличка, перечисленная по даннымъ Ферреля Шпрунгомъ, даетъ распредѣленіе давленія по широтамъ на уровнѣ моря и на высотѣ 2000 и 4000 м.

	Сѣверное полушаріе, среднее давленіе по широтамъ:							
широта:	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°
на уровнѣ моря.	760.5	758.6	758.7	760.7	762.0	761.7	759.2	757.7
на 2000 м. .	582.0	583.6	587.6	593.0	598.0	600.9	600.9	600.9
на 4000 м. .	445.2	446.6	451.9	457.0	463.6	468.3	469.9	470.7

	Южное полушаріе, среднее давленіе по широтамъ [1]):							
широта:	0° экв.	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
на уровнѣ моря.	758.0	759.1	761.7	763.5	760.5	753.2	743.4	738.0
на 2000 м. .	601.1	601.6	602.7	602.2	597.1	588.0	577.0	569.9
на 4000 м. .	471.0	471.1	471.1	469.3	463.1	453.7	443.9	437.2

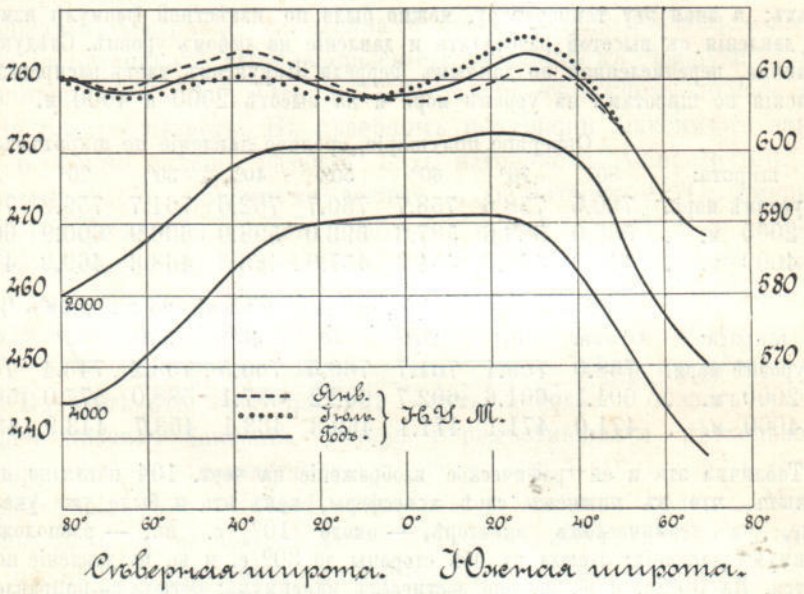
Табличка эта и ея графическое изображеніе на черт. 104 наглядно показываютъ, что въ нижнемъ слоѣ атмосферы, какъ это и было уже указано выше, на термическомъ экваторѣ, — около 10° с. ш., — расположенъ минимумъ давленія; отсюда въ обѣ стороны до 30° с. и ю. ш. давленіе повышается. На 30° с. и ю. ш. оно достигаетъ максимума; остюда по направленію къ полюсамъ оно снова падаетъ, — особенно рѣзко въ южномъ полушаріи. Если, какъ это сдѣлано на черт. 104, прочертить распредѣленіе давленія за отдѣльные мѣсяцы, напр. Январь (лѣто южнаго полушарія) и Іюль (лѣто сѣвернаго полушарія), то на графикѣ можно видѣть, какъ экваторіальный минимумъ давленія перемѣщается отъ 15° с. ш. (Іюль) до 5° ю. ш. (Январь) параллельно съ перемѣщеніями термическаго экватора. Точно также и интензивность максимумовъ, расположенныхъ въ широтахъ около 30°, не остается одинаковою въ теченіе года: въ Іюлѣ наиболѣе рѣзко выраженъ и слѣдовательно наиболѣе развитъ максимумъ полушарія сѣвернаго, гдѣ температура—наивыс-

---

[1]) Надо, впрочемъ, замѣтить, что принятыя Феррелемъ, а за нимъ и Шпрунгомъ среднія температуры для высокихъ широтъ южнаго полушарія даютъ слишкомъ высокія среднія давленія на уровняхъ 2000 и 4000 м. Изслѣдованія антарктическихъ экспедицій послѣдняго времени показали, что температуры южнаго полушарія далеко не такъ высоки, какъ принимали прежде. А если принять, согласно новѣйшимъ даннымъ, болѣе низкія температуры для нижняго слоя воздуха, то и на высотахъ для южнаго полушарія должны получиться большія паденія давленія къ полюсу, чѣмъ полученныя Феррелемъ.

шая, въ Январѣ,—соотвѣтственно перемѣщенію области наивысшихъ температуръ,—максимумъ полушарія южнаго.

По мѣрѣ удаленія отъ земной поверхности картина распредѣленія давленія упрощается: на высотѣ около 2000 м. экваторіальный минимумъ давленія становится уже незамѣтнымъ, уступая мѣсто здѣсь еще слабо выраженному максимуму давленія. На высотѣ 4000 м. экваторіальный максимумъ давленія, слегка сдвинутый въ сторону южнаго полушарія (наивысшее давленіе 10°—20° ю. ш.), расположенъ на томъ мѣстѣ, гдѣ внизу находится область слабаго давленія. И на той, и на другой высотѣ отъ экватора къ полюсамъ въ обѣ стороны давленіе быстро падаетъ



Черт. 104. Распредѣленіе давленія по широтамъ на уровнѣ океана (три верхнія кривыя), на 2000 м. и 4000 м. высоты (средняя и нижняя кривыя).

Что дѣлается въ еще болѣе высокихъ слояхъ атмосферы, вычисленія Ферреля не опредѣляютъ непосредственно; по ходу давленія внизу и по направленію движенія воздушныхъ массъ въ невысокихъ (до 4000 м.) слояхъ атмосферы нужно предположить, что на полюсахъ давленіе должно было бы имѣть наименьшую величину внизу. Наблюденія высокихъ горныхъ станцій, правда, очень немногочисленныя, — подтверждаютъ, что давленіе на высотѣ около 4000 м. дѣйствительно падаетъ отъ экватора къ полюсамъ. Такъ по разсчетамъ Ханна изъ наблюденій на горныхъ вершинахъ въ различныхъ широтахъ давленія, приведенныя къ одному и тому же уровню будутъ:

на высотѣ	4000 м. (Январь)		4000 м.	(Мартъ 1895)
Антизана (Экваторъ)	475 мм.	Пикъ-Камерунъ (4° с. ш.)	475 мм.	
Пикъ-Пайка (38° с. ш.)	462 „	Зоннбликъ (47° с. ш.)	457 „	
разность	13 „		18 „	

Въ обоихъ случаяхъ давленіе на этихъ высотахъ падаетъ отъ экватора къ полюсамъ больше, чѣмъ на 10 мм.

Остается еще привести въ заключеніе тѣ крайніе предѣлы, между которыми колеблется наблюдаемое вблизи земной поверхности давленіе. Наинизшія давленія наблюдались: 689.2 мм. на берегахъ Бенгальскаго залива (Фальзъ-Поэнтъ) въ 1885 г. (22 Сент.) при прохожденіи тропическаго шторма и 686.5 мм. при прохожденіи урагана въ Формозскомъ проливѣ у береговъ вост. Азіи 2 Авг. 1901 г. Около береговъ Европы (въ Рейкіавикѣ, Исландія) барометръ опускался до 692.0 мм. Наивысшее давленіе наблюдалось въ Азіи: въ Барнаулѣ въ 1900 г. барометръ поднялся до 789.2 мм. на высотѣ около 170 м. н. у. м.; если привести это давленіе къ уровню моря, то оно достигнетъ 808.7 мм.

ДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ.

VIII. Механизмъ конвекціи.

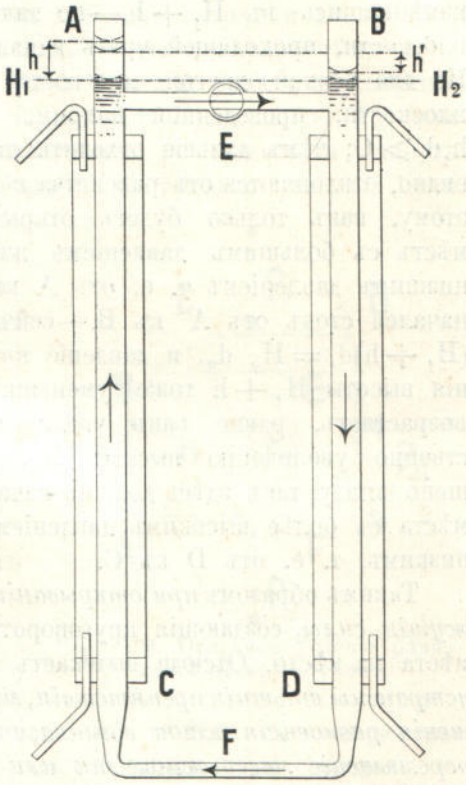
65. **Опытъ Шпрунга.** Конвекція, какъ уже неоднократно упоминалось, есть явленіе переноса воздушныхъ массъ. Какъ можетъ возникнуть такое явленіе и въ какую форму оно должно вылиться, лучше всего указываетъ классическій опытъ Шпрунга [1]).

Двѣ сообщающіяся вертикальныя трубки AC и BD, соединенныя, какъ показываетъ черт. 105, горизонтальными каналами F внизу и на нѣкоторой высотѣ E (съ краномъ), наполняются до нѣкотораго уровня водою. Сначала кранъ E закрывается. Если нагрѣвать колѣно AC, пропуская паръ по оболочкѣ, окружающей эту трубку, то чрезъ нѣкоторое время, когда вся жидкость въ AC прогрѣется, и уровень ея въ этомъ колѣнѣ поднимется на нѣкоторую высоту h сравнительно съ другимъ холоднымъ колѣномъ. Но вся масса жидкости въ трубкахъ находится въ покоѣ, такъ какъ нѣтъ причинъ, вызывающихъ ея движеніе. Не то будетъ, если открыть кранъ E и установить вверху сообщеніе между трубками. Какъ только установилось сообщеніе между трубками чрезъ E, въ нагрѣтомъ колѣнѣ высота жидкости уменьшается, въ холодномъ колѣнѣ увеличивается, и вся жидкость въ системѣ трубокъ приходитъ въ движеніе въ направленіи, указанномъ на чертежѣ стрѣлками: отъ нагрѣтаго колѣна по верхнему каналу она идетъ въ холодное, здѣсь вся масса жидкости опускается внизъ, по нижнему горизонтальному каналу идетъ отъ холоднаго колѣна къ нагрѣтому и въ послѣднемъ вся масса жидкости снова подымается вверхъ.

---

[1]) Необходимо относительно того, что будетъ изложено далѣе, помнить, что жидкость и газъ разнятся между собою только внутреннимъ треніемъ, что газъ—также жидкость, только съ весьма малымъ коэффиціентомъ внутренняго тренія и весьма большимъ коэффиціентомъ сжимаемости. Поэтому все то, что выводится относительно равновѣсія или движенія жидкостей, цѣликомъ должно быть приложено и къ равновѣсію или движенію газовъ—съ указаннымъ ограниченіемъ.

Движеніе при этомъ всегда начинается неизмѣнно съ верхняго соединительнаго канала, въ которомъ открывается кранъ. Стоитъ закрыть кранъ E, движеніе снова останавливается, и высоты жидкостей постепенно дѣлаются прежними; каждое открываніе крана снова вызываетъ описанную циркуляцію жидкости въ томъ же порядкѣ. Смыслъ опыта, слѣдовательно таковъ: *внизу взятыхъ для опыта трубокъ давленіе отъ нагрѣванія не нарушилось, ибо до открыванія крана жидкость въ нихъ оставалась въ покоѣ; но наверху при нагрѣваніи явился въ нагрѣтомъ колѣнѣ избытокъ давленія, который, при открываніи крана, привелъ всю жидкость въ движеніе,— создалъ нѣкоторую опредѣленную циркуляцію въ ней.* Значитъ, — для равновѣсія массы нагрѣваемой жидкости недостаточно еще равенства давленія въ одной какой либо ея части, въ одной опредѣленной плоскости. Жидкость придетъ въ движеніе, если хотя бы въ одной какой либо точкѣ ея равновѣсіе будетъ нарушено.



Черт. 105. Схема опыта Шпрунга.

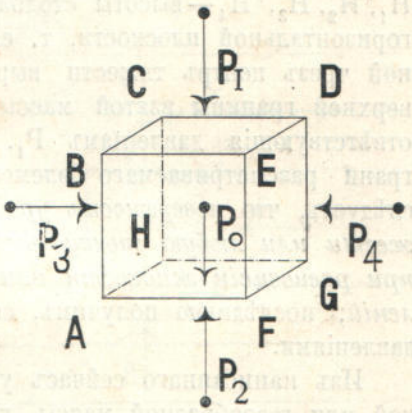
Анализируя опытъ, должно придти къ заключенію, что иного результата и быть не можетъ. Въ самомъ дѣлѣ,—на горизонтальную плоскость, проведенную чрезъ каналъ F, гидростатическое давленіе до нагрѣванія жидкости должно быть одно и тоже, ибо какъ извѣстно изъ физики, равновѣсіе въ сообщающихся сосудахъ возможно только тогда, когда $H_1 d_1 = H_2 d_2$ т. е. когда, при равныхъ плотностяхъ, равны и высоты жидкости, что и имѣло мѣсто до нагрѣванія во взятыхъ трубкахъ. Тоже самое имѣло мѣсто и относительно любой горизонтальной плоскости, на какой бы высотѣ ни была она проведена, и, сколько бы разъ ни открывался кранъ E, пока одинаковы температуры въ обоихъ колѣнахъ тру-

бокъ, циркуляціи въ жидкости вызвать нельзя. При нагрѣваніи колѣна AC плотность жидкости здѣсь уменьшилась и именно изъ d_1 сдѣлалась $d_t = \frac{d_1}{1 + kt}$, если k—коэффиціентъ расширенія жидкости. Соотвѣтственно этому уменьшенію плотности возрасла и высота H_1, измѣнившись въ $H_1 + h$,—но такъ, что $(H_1 + h)d_t = H_2 d_2$—для плоскости, проходящей чрезъ каналъ F *при закрытомъ кранѣ E.* Но для всякой другой плоскости это уже не имѣетъ мѣста: для плоскости, проведенной наприм. чрезъ $H_1 H_2$ будетъ очевидно $h_1 d_t > 0$; чѣмъ дальше отходить отъ F вверхъ, тѣмъ больше, очевидно, отклоняются отъ равенства величины $(H_1 + h)d_t = H_2 d_2$. Поэтому, какъ только будетъ открытъ кранъ E, сейчасъ же отъ мѣстъ съ большимъ давленіемъ жидкость потечетъ къ мѣстамъ съ низшимъ давленіемъ т. е. отъ A къ B. Но, какъ только по верху начался стокъ отъ A къ B,—сейчасъ же нарушится и равенство $(H_1 + h)d_t = H_2 d_2$, и давленіе внизу въ AC вслѣдствіе уменьшенія высоты $H_1 + h$ тоже уменьшится, тогда какъ въ BD высота возрастаетъ, равно какъ увеличится и давленіе внизу соотвѣтственно увеличенію высоты H_2. Какъ только равновѣсіе нарушено внизу, такъ здѣсь должно начаться перемѣщеніе жидкости отъ мѣста съ болѣе высокимъ давленіемъ къ мѣсту съ давленіемъ болѣе низкимъ, т. е. отъ D къ C.

Такимъ образомъ *при открываніи крана E обнаруживаются движущія силы*, создающія круговоротъ въ жидкости и ея переносъ съ мѣста на мѣсто. Отсюда вытекаетъ важное слѣдствіе: *какъ только устранены внѣшнія препятствія, мѣшающія циркуляціи, при нарушеніи равновѣсія всегда возникаетъ въ данной средѣ потокъ т. е. перемѣщеніе массъ жидкости или газа, направленный отъ мѣстъ съ болѣе высокимъ давленіемъ къ мѣстамъ низшаго давленія.* Одной изъ причинъ такого нарушенія равновѣсія можетъ быть нагрѣваніе, повышающее температуру въ одной части взятой среды сравнительно съ остальными частями. Ясно, что въ такомъ случаѣ происходитъ вмѣстѣ съ перемѣщеніемъ жидкости и механическій переносъ тепловой энергіи помимо теплопроводности.

66. **Основныя условія равновѣсія среды, находящейся подъ дѣйствіемъ силы тяжести; градіентъ.** Въ опытѣ Шпрунга весьма ограниченная масса жидкости была заключена въ узкія сообщающіяся трубки. Чтобы перейти къ неограниченной массѣ жидкости или газа, слѣдуетъ сначала разсмотрѣть основныя условія равновѣсія такой массы: все то, что относится къ равновѣсію жидкости, цѣликомъ примѣнимо и къ любой массѣ газа.

Пусть нѣкоторая масса жидкости находится на поверхности земли,—находится, слѣдовательно, подъ дѣйствіемъ силы тяжести. Выдѣлимъ во взятой массѣ жидкости чрезвычайно малый, элементарный объемъ ΔV (черт. 106); пусть масса жидкости въ этомъ объемѣ будетъ m, а ея вѣсъ будетъ P_0. На верхнюю и нижнюю грани этого элементарнаго объема давленіе сверху и снизу обозначимъ чрезъ P_1 и P_2. Тогда очевидно, что для равновѣсія этого объема должно быть $P_2 = P_1 + P_0 = P_1 + mg$, если g—ускореніе силы тяжести, или $P_2 - P_1 = mg$. Если $P_1 + mg > P_2$ или $P_1 + mg < P_2$, тѣло въ равновѣсіи быть не можетъ и станетъ перемѣщаться въ первомъ случаѣ внизъ, во второмъ—вверхъ. Если боковыя давленія P_3 и P_4 не равны, тѣло получаетъ горизонтальное движеніе; если $P_3 = P_4$, горизонтальное перемѣщеніе мѣста имѣть не можетъ.



Черт. 106. Основное условіе равновѣсія вѣсомаго тѣла.

Въ любой точкѣ пространства, въ которой помѣщается матеріальное тѣло массы m, притягиваемое другою, большею массою M, сила, съ которою эти двѣ массы дѣйствуютъ другъ на друга, будетъ по закону Ньютона

$$f = K\frac{mM}{r^2},$$

если разстояніе между массами будетъ r; K—коэффиціентъ пропорціональности. Изъ этого выраженія легко видѣть, что, если принять массу земного шара сосредоточенною въ его центрѣ, величина f будетъ одна и та же при данныхъ массахъ m во всѣхъ точкахъ, для которыхъ r одно и то же. Если представить себѣ поверхности, построенныя для равныхъ значеній f, то, очевидно, для земного шара получатся поверхности сферическія, описанныя изъ центра земного шара радіусами, которымъ можно давать различныя значенія; это будутъ такъ называемыя *поверхности уровня* т. е. такія поверхности, въ каждой точкѣ которыхъ величина силы тяжести будетъ одна и таже. Небольшую часть такой поверхности уровня можно считать *горизонтальною плоскостью*.

Представимъ себѣ теперь, что имѣемъ массу жидкости или газа, находящуюся въ равновѣсіи подъ дѣйствіемъ силы тяжести, но не подверженную дѣйствію какихъ либо иныхъ силъ. Проведемъ чрезъ

эту массу поверхности уровня для силы тяжести; для небольшого сосуда или пространства, заключающаго разсматриваемую массу, это будутъ горизонтальныя плоскости; при большихъ размѣрахъ сосуда или пространства онѣ будутъ представлять собою часть сферы, концентричной съ земною поверхностію (точнѣе,—часть эллипсоида вращенія). Для того, чтобы взятая жидкость или газъ находились въ равновѣсіи, необходимо и достаточно, чтобы для любого, вырѣзаннаго въ нихъ, весьма малаго объема были выполнены условія: $P_2 = P_1 + mg$ и $P_3 = P_4$. А это будетъ, когда $P_2 - P_1 = mg$ или когда разность давленій $H_2\ d_2 - H_1\ d_1 = mg$, и $H_3\ d_3 = H_4\ d_4$, согласно основнымъ законамъ гидростатики; здѣсь H_1, H_2, H_3, H_4—высоты столба жидкости или газа, считаемыя отъ горизонтальной плоскости, т. е. отъ поверхности уровня, проведенной чрезъ центръ тяжести вырѣзаннаго элементарнаго объема, до верхней границы взятой массы, а d_1, d_2, d_3, d_4—плотности, соотвѣтствующія давленіямъ P_1, P_2, P_3 и P_4 (на черт. 106) на грани разсматриваемаго элементарнаго объема. Но отсюда уже слѣдуетъ, что *поверхность уровня, проведенная чрезъ центръ тяжести или любую точку элементарнаго объема, должна быть при равновѣсіи жидкости или газа и поверхностью равныхъ давленій*; послѣднюю получимъ, соединяя всѣ точки съ одинаковыми давленіями.

Изъ написаннаго сейчасъ условія для равновѣсія данной жидкой или газообразной массы, какъ частный случай, вытекаетъ тотъ общепризнанный фактъ, что спокойную поверхность даннаго водоема, моря, океана можно принимать за строго горизонтальную поверхность, т. е. за поверхность уровня для силы тяжести.

Выведенное условіе будетъ условіемъ *необходимымъ и единственнымъ* для равновѣсія данной массы жидкости или газа. Предположимъ, что поверхности одинаковыхъ давленій не совпадаютъ съ поверхностями уровня для данной массы жидкости или газа. Разсматривая тогда снова элементарный объемъ ABCD данной массы и проводя чрезъ него поверхности уровня и поверхности равныхъ давленій, придется послѣднія, по условію, предположить теперь наклоненными къ первымъ подъ нѣкоторымъ угломъ φ (черт. 107) и падающими напр. справа налѣво. При этомъ условіи, очевидно, давленія P_3 и P_4 неравны; при заданномъ направленіи поверхностей равнаго давленія на горизонтальной плоскости, проходящей чрезъ центръ тяжести *m* взятаго элементарнаго объема, давленія слѣва направо увеличиваются. Если длина стороны взятаго элементарнаго объема есть dI, то на сторону AC давленіе будетъ меньше,

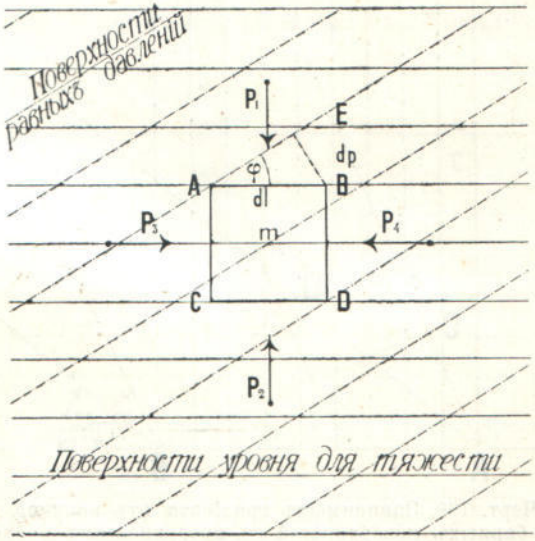
чѣмъ на сторону BD, на величину dp, которая изъ треугольника ABE будетъ

$$dp = dl.\,sn\varphi$$

или

$$\frac{dp}{dl} = sn\varphi.$$

Равновѣсія въ этомъ случаѣ, очевидно, быть не можетъ; разсматриваемый элементарный объемъ при этомъ условіи вслѣдствіе того, что $P_4 > P_3$, долженъ перемѣститься, *если этому не препятствуютъ другія силы*, въ направленіи отъ P_4 къ P_3 т. е. справа налѣво. Всякій наклонъ поверхностей равныхъ давленій къ поверхностямъ уровня вызоветъ неизмѣнно подобное же неравенство давленій на боковыя стороны разсматриваемаго элементарнаго объема. Единственный случай, когда онъ долженъ остаться въ равновѣсіи, будетъ, когда $P_3 = P_4$; а это имѣетъ мѣсто только тогда, когда поверхности равныхъ давленій совпадаютъ (параллельны) съ поверхностями уровня для силы тяжести.



Черт. 107. Нарушеніе равновѣсія при наклонѣ поверхностей равныхъ давленій къ поверхностямъ уровня.

Движущая сила сообщаетъ разсматриваемому элементарному объему при наклонѣ поверхностей равныхъ давленій къ поверхностямъ уровня ускореніе въ опредѣленномъ направленіи, именно въ направленіи убыванія давленія по данной поверхности уровня,—въ черт. 107 справа налѣво.

Если разность давленій на разстояніи dl будетъ равняться dp, то, очевидно, для разсматриваемаго случая (черт. 107) эта движущая сила, равная разности давленій, при данномъ наклонѣ пропорціональна длинѣ. Поэтому при какомъ угодно наклонѣ поверхностей равныхъ давленій къ поверхностямъ уровня движущая сила

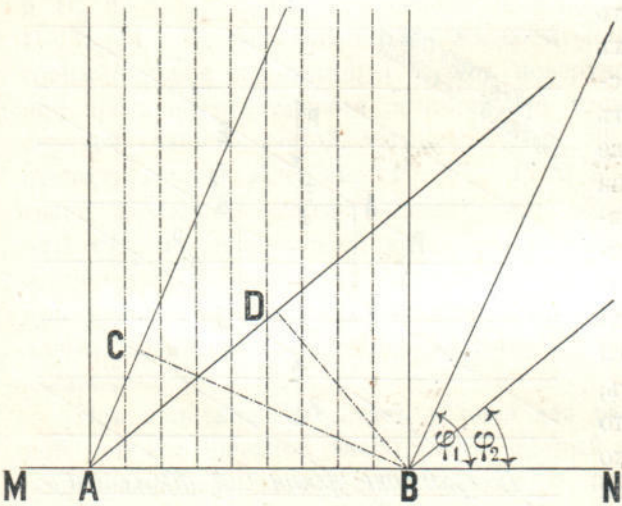
$$G = a \times \frac{dp}{dl} = asn\varphi.$$

*

А отсюда, при измѣненіи угла φ:

$$G_1 : G_2 = \operatorname{sn}\varphi_1 : \operatorname{sn}\varphi_2,$$

или *движущая сила для массъ воздуха пропорціональна синусу угла наклона поверхностей равныхъ давленій къ поверхностямъ уровня.* Величину G движущей силы, пропорціональную паденію давленія на протяженіи нѣкоторой опредѣленной длины, называютъ обыкновенно *градіентомъ давленія.* Изъ выраженія $\frac{dp}{dl} = \operatorname{sn}\varphi$ видно, что *градіентъ будетъ измѣряться паденіемъ давленія на единицу длины.*



Черт. 108. Зависимость градіента отъ наклона изобарныхъ поверхностей къ поверхностямъ уровня.

Представимъ себѣ массу атмосферы съ проведенными въ ней мысленно поверхностями уровня для силы тяжести; пусть MN (черт. 108) будетъ одна изъ такихъ поверхностей уровня. Будемъ въ разсматриваемомъ пространствѣ проводить поверхности равныхъ давленій. Такъ какъ давленіе измѣряется въ миллиметрахъ уравновѣшивающаго его столба ртути, то условимся проводить поверхности равныхъ давленій *чрезъ каждый миллиметръ.* Допустимъ затѣмъ совершенно невозможный въ дѣйствительности случай, что уголъ φ между тѣми и другими поверхностями сдѣлался равнымъ 90^0, т. е. что поверхности равныхъ давленій перпендикулярны, слѣдовательно, къ поверхностямъ уровня. При этомъ предположеніи на поверхности уровня MN единицу длины AB пересѣчетъ n поверхностей равныхъ давленій. Если распредѣленіе давленія ~~по вертикали~~ останется то же, т. е. разстояніе между поверхностями равныхъ давленій не измѣнится, то *при измѣненіи наклона этихъ послѣднихъ число поверхностей, пересѣкающихъ единицу длины, будетъ тѣмъ меньше, чѣмъ меньше уголъ* φ. Когда этотъ послѣдній сдѣлается нулемъ, поверхности равныхъ давленій будутъ параллельны поверхностямъ уровня и градіентъ равняется нулю, т. е. основное условіе равновѣсія является выполненнымъ.

Изъ черт. 108 видно, что число поверхностей равныхъ давленій, пересѣкающихъ единицу длины AB, будетъ

$$CB = n_1 = AB \sin\varphi_1 = n \sin\varphi_1,$$
$$DB = n_2 = AB \sin\varphi_2 = n \sin\varphi_2;$$

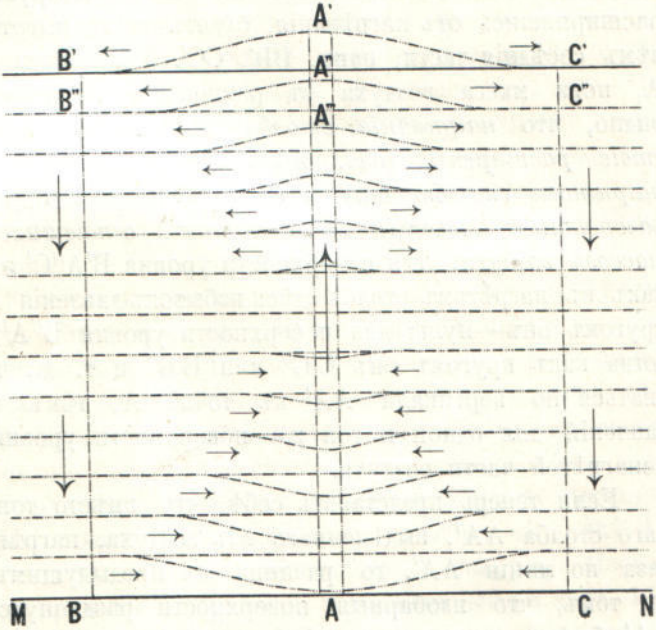
отсюда

$$\frac{n_1}{n_2} = \frac{\sin \varphi_1}{\sin \varphi_2} = \frac{G_1}{G_2}.$$

Такимъ образомъ градіентъ будетъ пропорціоналенъ числу миллиметровъ, выражающихъ паденіе давленія на единицу длины.

За единицу длины въ метеорологической практикѣ чаще всего принимается 1 градусъ широты (равный въ среднемъ 111,2 килом.); поэтому обыкновенно *градіентъ и измѣряютъ въ миллиметрахъ измѣненія давленія на* 1^0 *широты.*

67. **Конвекція въ свободной массѣ газа.** Представимъ себѣ теперь нѣкоторую массу воздуха, опирающуюся на горизонтальную поверхность MN (черт. 109). Проведемъ въ этой массѣ воздуха мысленно поверхности уровня для силы тяжести и поверхности равныхъ давленій. Условимся, между прочимъ, для краткости называть эти послѣднія поверхности равныхъ давленій *изобарными поверхностями.*



Черт. 109. Схема конвекціи при нагрѣваніи слолба воздуха AA'.

Пока разсматриваемая масса воздуха находится въ покоѣ, изобарныя поверхности, какъ показано выше, должны быть параллельными поверхностямъ уровня т. е. такъ же, какъ и эти послѣднія,—горизонтальными. Само собою разумѣется, что это равновѣсіе возможно только тогда, когда плотности воздуха убываютъ правильно снизу вверхъ; а это будетъ имѣть мѣсто только тогда, когда температуры въ разсматриваемой массѣ или во всѣхъ точкахъ одинаковы или, будучи одинаковыми на каждой изъ поверхностей уровня, измѣняются по вертикали по адіабатному закону.

На стр. 100—102 было уже указано, что для устойчивости равновѣсія нѣкоторой массы воздуха въ атмосферѣ необходимо, чтобы вертикальный температурный градіентъ былъ больше нѣкоторой опредѣленной величины ($3^0.42$ для сухого воздуха, больше $2^0.13$ для водяныхъ паровъ).

Для простоты сдѣлаемъ пока предположеніе, что температуры во всей разсматриваемой массѣ воздуха одинаковы.

Выдѣлимъ теперь мысленно изъ этой массы вертикальный столбъ воздуха AA′, имѣющій сравнительно съ массой воздуха незначительное поперечное сѣченіе, и будемъ *нагрѣвать* этотъ столбъ снизу въ точкѣ A. Вслѣдствіе теплопроводности нагрѣваніе мало-по-малу распространится въ немъ до нѣкоторой точки A′ и весь столбъ до этой высоты—какъ въ опытѣ Шпрунга трубка AC,—расширившись отъ нагрѣванія, будетъ имѣть высоту AA′, большую, чѣмъ сосѣднія части, напр. BB′, CC′. Такъ какъ давленіе въ точкѣ A, пока масса воздуха въ равновѣсіи, не нарушилось, то очевидно, что *нагрѣваніе столба AA′ только раздвинуло, вслѣдствіе расширенія газа, поверхности равныхъ давленій, и въ нагрѣтомъ столбѣ онѣ лежатъ одна отъ другой на большихъ разстояніяхъ, нежели въ сосѣднихъ, оставшихся ненагрѣтыми массахъ воздуха.* Для поверхности уровня B′A″C′ это очевидно, такъ какъ въ нагрѣтомъ столбѣ здѣсь избытокъ давленія A′A″, тогда какъ кругомъ онъ—нуль; для поверхности уровня B″A‴C″ онъ—A‴A″, тогда какъ кругомъ онъ C′C″ или B′B″ и т. д.; чѣмъ ближе спускаться по вертикали AA′ къ точкѣ A, тѣмъ меньше разность давленій для одной и той же поверхности уровня въ нагрѣтой и ненагрѣтой части воздуха.

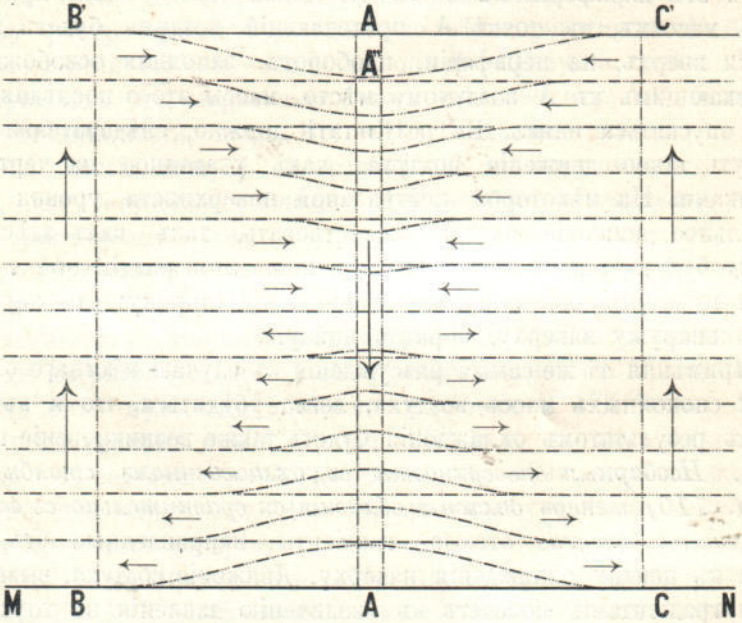
Если теперь представить себѣ, что вмѣсто тонкаго вертикальнаго столба AA′, выдѣленнаго изъ воздуха, нагрѣвается вся масса газа по линіи AA′, то разница съ предыдущимъ будетъ только въ томъ, что изобарныя поверхности раздвинутся по вертикали AA′ больше всего, а по мѣрѣ удаленія отъ AA′ вправо и влѣво ихъ раздвиганіе уменьшается. Результатомъ этого будетъ то, что отъ линіи AA′ въ обѣ стороны изобарныя поверхности дадутъ наклонъ къ поверхностямъ уровня, результатомъ чего немедленно же должны явиться градіенты, направленные отъ A′ къ B′ и C′ по горизонтальному направленію. Какъ только подъ вліяніемъ этихъ градіентовъ начнется стокъ газа отъ A′ вправо и влѣво, давленіе въ A, вслѣдствіе уменьшенія высоты столба AA′, также уменьшится; результатомъ этого явится здѣсь изгибъ изобарныхъ поверхностей въ обратную сторону,—книзу, и возникновеніе градіентовъ, направлен-

ныхъ отъ B и C къ точкѣ A. *Въ результатѣ нагрѣванія свободной массы газа должно, такимъ образомъ, явиться вздутіе кверху изобарныхъ поверхностей наверху нагрѣтой массы, ихъ прогибаніе книзу въ нижней ея части*, какъ изображено пунктиромъ на черт. 109; это поведетъ къ возникновенію градіентовъ, направленныхъ отъ нагрѣтаго мѣста къ периферіи на верху, отъ периферіи къ нагрѣтому мѣсту внизу. Поэтому въ средѣ, гдѣ произошло такое нагрѣваніе, возникнетъ *циркуляція*: массы воздуха наверху отъ точки A′ будутъ двигаться во всѣ стороны къ периферіи; наоборотъ, внизу массы воздуха со всѣхъ сторонъ будутъ притекать отъ периферіи къ точкѣ A. Давая мѣсто вновь притекающимъ массамъ, въ точкѣ A притекающій воздухъ будетъ подниматься вверхъ; на периферіи, наоборотъ, заполняя освобождаемое притекающимъ къ A воздухомъ мѣсто, массы этого послѣдняго будутъ опускаться внизъ. Въ результатѣ должно, слѣдовательно, возникнуть такое движеніе воздуха, какъ указанное на черт. 109 стрѣлками. На нѣкоторой нейтральной поверхности уровня горизонтальное движеніе будетъ отсутствовать, такъ какъ здѣсь градіенты будутъ равны нулю. Выше и ниже этой раздѣльной поверхности градіенты всѣ направлены въ одну сторону: отъ нагрѣтаго мѣста внаружу наверху, обратно внизу.

Примѣняя тѣ же самыя разсужденія къ случаю мѣстнаго *охлажденія* спокойныхъ массъ воздуха, легко убѣдиться, что и въ этомъ случаѣ результатомъ охлажденія будетъ также возникновеніе циркуляціи. *Изобарныя поверхности въ охлажденномъ столбѣ AA′ (черт. 110) теперь должны сблизиться сравнительно съ остальною массою воздуха*; отсюда—градіенты, направленные отъ периферіи къ центру охлажденія наверху. Движеніе воздуха, вызванное этими градіентами, поведетъ къ увеличенію давленія въ точкѣ A и вызоветъ здѣсь градіенты, направленные отъ A внаружу. Изобарныя поверхности примутъ теперь видъ, изображенный на черт. 110, и окажутся вдавленными въ верхней половинѣ разсматриваемой массы, вздутыми—въ нижней. Циркуляція, возникшая вслѣдствіе этого, будетъ теперь слѣдующая: наверху массы воздуха будутъ притекать къ центру охлажденія, внизу онѣ будутъ растекаться отъ него во всѣ стороны; по вертикали AA′ массы воздуха, притекающія сверху, будутъ опускаться нисходящимъ потокомъ внизъ; на периферіи, наоборотъ, возникнетъ восходящее движеніе, стремящееся выполнить впадину A′A″ наверху и выровнять вздутіе у A внизу.

Въ атмосферѣ въ дѣйствительности нагрѣваніе или охлажденіе нѣкотораго столба воздуха не можетъ дойти до ея границъ, какъ

для простоты предполагается въ массѣ жидкости или газа при предыдущихъ разсужденіяхъ. Поэтому обыкновенно дѣло надо представлять себѣ сложнѣе, чѣмъ его рисуютъ черт. 109 и 110. Возмущеніе,—напр., нагрѣваніе,—передается до нѣкоторой только высоты (черт. 111) въ массѣ воздуха. Изобарныя поверхности, раздвигаясь въ нагрѣтомъ столбѣ и стремясь приподнять вышележащіе слои воздуха, до которыхъ возмущеніе не достигло, должны, очевидно, оказаться скученными, стѣсненными вверху возмущенныхъ массъ воздуха. Затѣмъ уже на нѣкоторомъ разстояніи отъ верхней границы возмущенія вплоть до земной поверхности идетъ поясъ



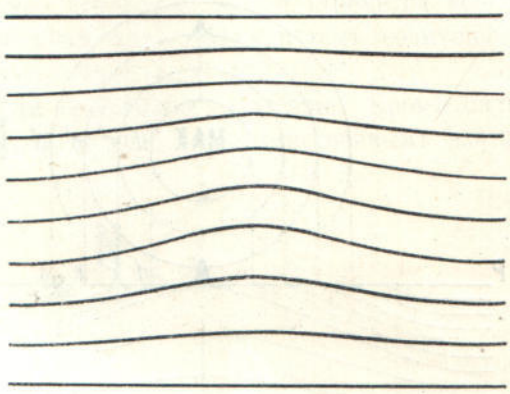
Черт. 110. Схема конвекціи при охлажденіи столба воздуха AA'.

раздвинутыхъ изобарныхъ поверхностей. Не измѣняясь по существу сравнительно съ предшествующимъ случаемъ, конвекція должна быть болѣе или менѣе съ ними аналогична. Что дѣло идетъ въ дѣйствительности такъ, доказываютъ элементарно простые опыты, когда конвекцію можно обнаружить струями дыма въ колоколѣ, дно котораго подогрѣвается или охлаждается.

Такимъ образомъ при нарушеніи равновѣсія,—стоитъ давленію въ какой-либо точкѣ газовой или жидкой массы повыситься сравнительно съ сосѣдними точками той же поверхности уровня,—всегда и неизмѣнно возникаетъ *циркуляція, заставляющая массу*

газа или жидкости притекать отъ мѣстъ съ повышеннымъ давленіемъ къ мѣстамъ, гдѣ давленіе ниже, чѣмъ въ окружающихъ точкахъ.

Чтобы представить себѣ ясно картину такой циркуляціи въ горизонтальной проэкціи, разсѣчемъ любой изъ выше разсмотрѣнныхъ чертежей какой нибудь поверхностью уровня. Проведемъ напр. для случая нагрѣванія, изображеннаго на черт. 109, изобарныя поверхности на болѣе близкихъ разстояніяхъ и представимъ себѣ, что нагрѣваніе столба AA′ было настолько сильно, что получилось достаточно интензивное вспучиваніе изобарныхъ поверхностей на верху у A′ и очень сильный прогибъ книзу у точки A (черт. 112). Съ проведенными вверху и внизу поверхностями уровня MN и PQ изобарныя поверхности дадутъ въ пересѣченіи рядъ концентричныхъ кривыхъ линій, окружающихъ пункты съ наивысшимъ въ центрѣ давленіемъ (у A′ вверху) или наинизшимъ (у A внизу). Такія линіи пересѣченія, поверхностей уровня съ изобарными будутъ, очевидно, *изобарами* т. е. линіями равныхъ давленій. Внизу на черт. 110 въ центрѣ давленіе будетъ наивысшимъ и отсюда будетъ правильно и равномѣрно убывать во всѣ стороны; этотъ случай распредѣленія давленія носитъ названіе *барометрическаго максимума*. Внизу наоборотъ на черт. 109 въ центрѣ давленіе будетъ наинизшимъ и отсюда во всѣ стороны будетъ правильно возрастать; этотъ случай носитъ названіе *барометрическаго минимума*. Для послѣдняго случая въ горизонтальной плоскости градіентъ направленъ отъ периферіи минимума къ его центру, въ первомъ,—для максимума,—обратно отъ центра къ периферіи.

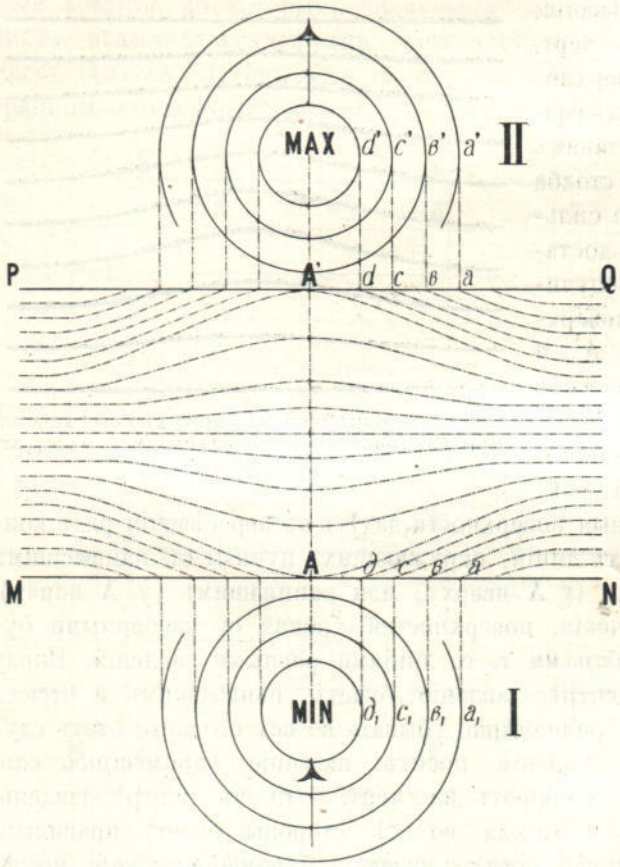


Черт. 111. Измѣненіе изобарныхъ поверхностей при нагрѣваніи въ неограниченной массѣ атмосферы.

Градіентъ, какъ уже было показано, есть движущая сила, пропорціональная паденію давленія на единицу длины; очевидно, что это *паденіе давленія будетъ всегда наибольшимъ по направленію, перпендикулярному къ изобарѣ.* Такъ какъ перемѣщеніе любого физическаго тѣла, если нѣтъ мѣшающихъ этому обстоятельствъ, всегда совершается по направленію наименьшаго, кратчайшаго пути

т. е. опять таки по перпендикуляру или нормали къ изобарѣ въ разсматриваемомъ случаѣ, то обыкновенно и считаютъ, что *градіентъ всегда направленъ нормально къ изобарѣ.*

Такимъ образомъ въ барометрическомъ максимумѣ, если бы не было никакихъ осложняющихъ обстоятельствъ, подъ дѣйствіемъ одной только силы тяжести массы воздуха двигались бы перпендикулярно къ изобарамъ и отъ центра къ периферіи, въ минимумѣ,—наоборотъ,—движеніе, нормальное къ изобарамъ, совершалось бы отъ периферіи къ центру.

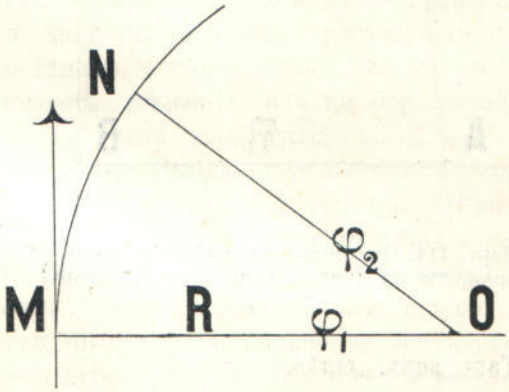


Черт. 112. Горизонтальныя сѣченія нагрѣтаго столба воздуха поверхностями уровня.

При возникновеніи конвекціи въ разсмотрѣнномъ случаѣ получается, слѣдовательно, циркуляція, состоящая въ томъ, что массы воздуха будутъ подниматься вверхъ въ одной своей половинѣ, затрачивая энергію на работу поднятія (противъ силы тяжести), и опускаться въ другой половинѣ до прежняго уровня, пріобрѣтая теперь кинетическую энергію за счетъ силы тяжести. Ясно, что, когда совершившая такую циркуляцію масса воздуха вернется въ первоначальное свое положеніе, запасъ энергіи ея не измѣнится, если не существовало тренія или вообще энергія при такой циркуляціи не тратилась на преодолѣніе внѣшнихъ сопротивленій. Циркуляція при этомъ условіи могла бы совершаться безъ

затраты энергіи, какъ только движущіяся массы воздуха получили начальный импульсъ, приведшій ихъ въ движеніе. Вся энергія, нужная для поддержанія при обычныхъ въ атмосферѣ условіяхъ возникшей циркуляціи, расходуется главнымъ образомъ на преодолѣніе тренія или другихъ вредныхъ сопротивленій, такой циркуляціи противодѣйствующихъ. Далѣе будетъ впрочемъ указано, что уже и сама атмосфера обладаетъ извѣстною устойчивостью и стремится всегда выравнять возникшія въ ней тѣмъ или инымъ путемъ возмущенія и уничтожить образовавшуюся циркуляцію.

68. **Силы, деформирующія возникшее движеніе.** Кромѣ силы тяжести, которая предполагалась до сихъ поръ единственнымъ факторомъ, дѣйствующимъ въ возникающемъ круговоротѣ, на земной поверхности приходится считаться еще съ отклоняющею силою отъ вращенія земли около оси и съ треніемъ воздушныхъ массъ о неподвижную (относительно) поверхность земли и другъ о друга.



Черт. 113. Выраженіе скорости чрезъ дугу и радіусъ.

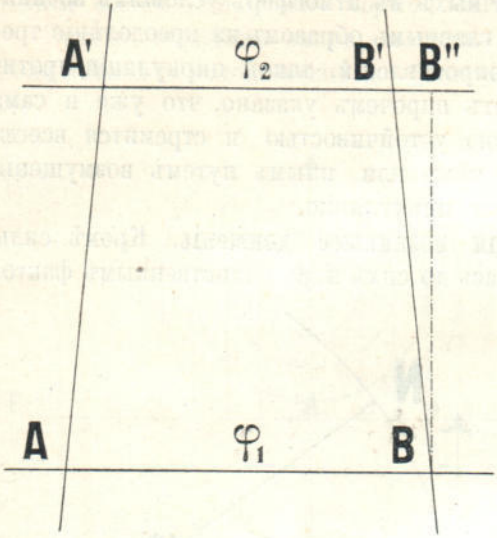
Если нѣкоторая масса движется вообще равномѣрно по окружности радіуса R, напр. на земной поверхности вдоль меридіана, со скоростью v, то пространство, пройденное ею въ теченіе времени t, будетъ tv. Выражая пройденный путь черезъ радіусъ и уголъ, на который перемѣстилась масса, можно написать

$$s = tv = R(\varphi_2 - \varphi_1),$$

гдѣ φ_1 и φ_2—параллели начала и конца пути (черт. 113).

Пусть теперь масса движется вдоль меридіана AA′ (черт. 114) по земной поверхности, вращающейся около оси съ угловою скоростью ω; за время t эта масса перейдетъ отъ параллели φ_1 къ φ_2. Но за это время земля повернется на уголъ ωt, и меридіанъ AA′ приметъ положеніе BB′; масса A должна была бы попасть въ B′. Но, переходя отъ φ_1 къ φ_2 т. е. отъ точекъ, имѣющихъ большую линейную скорость, къ точкамъ, имѣющимъ меньшую, и сохраняя по инерціи пріобрѣтенную вмѣстѣ съ земною поверхностью скорость и направленіе въ пространствѣ, она будетъ стремиться

двигаться параллельно AA′ и черезъ время t очутится въ B″. Движеніе массы, слѣдовательно, будетъ въ дѣйствительности таково, какъ будто бы къ движущей по меридіану BB′ силѣ прибавилась еще другая сила B′B″ (отклоняющая сила вращенія земли), заставляющая пройти точку разстояніе B′B″ за время t. Чтобы опредѣлить окончательный путь разсматриваемой массы, необходимо опредѣлить отклоняющее дѣйствіе B′B″ вращенія земли на нее.



Черт. 114. Отклоняющее дѣйствіе земного вращенія на движеніе по земной поверхности.

Такъ какъ радіусъ параллельнаго круга φ_1 равняется радіусу экватора R, умноженному на $\cos\varphi_1$, то $AB = R\omega t\cos\varphi_1$ и $A'B' = R\omega t\cos\varphi_2$.

Такъ какъ, далѣе,

$$B'B'' = A'B'' - A'B' = AB - A'B',$$

то $B'B'' = R\omega t(\cos\varphi_1 - \cos\varphi_2) = -2R\omega t\sin\frac{\varphi_1+\varphi_2}{2}\sin\frac{\varphi_1-\varphi_2}{2}$.

Для небольшого промежутка времени t широты очень мало измѣнятся; поэтому синусъ разности угловъ можно замѣнить разностью самыхъ угловъ, а $\sin\frac{\varphi_1+\varphi_2}{2}$ принять равнымъ $\sin\varphi$, полагая $\varphi_1 = \varphi_2 = \varphi$. Тогда

$$B'B'' = R\omega t\sin\varphi(\varphi_2 - \varphi_1).$$

Подставивъ вмѣсто $R(\varphi_2 - \varphi_1)$ равную ему величину t v, получимъ

$$B'B'' = \omega vt^2\sin\varphi = S,$$

— пространство, пройденное массою за время t по направленію A′B″. Но, зная пространство, не трудно опредѣлить величину самой движущей силы — f, которая пропорціональна ускоренію, т. е. $f = Mg$; а $S = {}^1/_2\, g t^2$, какъ извѣстно изъ физики. Принявъ массу за 1 килограммъ, имѣемъ:

$$f = g = 2\,s : t^2 = 2\,\omega\, v\sin\varphi.$$

Разсмотрѣнный выше случай относится къ тѣлу, движущемуся по меридіану въ сѣверномъ полушаріи. Если движеніе совершается не по меридіану, ходъ разсужденій [1]) останется совершенно тотъ-же. Такимъ образомъ движущееся тѣло въ сѣверномъ полушаріи всегда стремится, вслѣдствіе вращенія земли, отклониться *вправо* отъ первоначальнаго направленія. Въ южномъ полушаріи, какъ не трудно убѣдиться, тоже вращеніе земли всегда будетъ стремиться отклонить движущееся тѣло *влѣво* отъ первоначальнаго направленія.

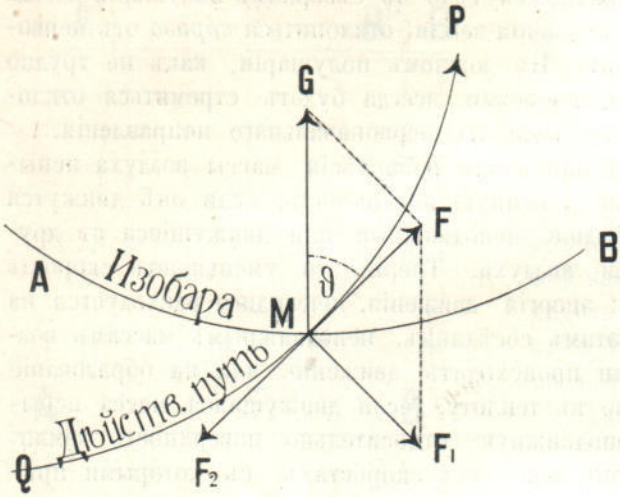
Перемѣщаясь при нарушеніи равновѣсія, массы воздуха испытываютъ затѣмъ треніе о земную поверхность, если онѣ движутся надъ нею, или о сосѣдніе неподвижные или движущіеся съ другими скоростями слои воздуха. Треніе это уменьшаетъ скорость возникшаго движенія; энергія движенія, очевидно, расходуется на сообщеніе движенія этимъ сосѣднимъ, неподвижнымъ массамъ воздуха, между которыми происходитъ движеніе, или на образованіе вихрей и превращеніе въ теплоту, если движущаяся масса испытываетъ треніе о неподвижную относительно поверхность земли. По Гульдбергу и Мону при тѣхъ скоростяхъ, съ которыми приходится имѣть дѣло въ атмосферѣ, *треніе можно считать пропорціональнымъ скорости движенія*. Коэффиціентъ пропорціональности мѣняется въ зависимости отъ температуры движущихся и неподвижныхъ массъ и, кромѣ того, весьма сильно зависитъ отъ поверхности, о которую происходитъ треніе; онъ оказывается весьма малымъ для ровной, гладкой поверхности океановъ (по Мону $k = 0.00002$) и значительно возрастаетъ на сушѣ, — особенно въ лѣсистой, пересѣченной мѣстности (по Мону для Норвегіи $k = 0.000085$ т. е. слишкомъ въ 4 раза превышаетъ предыдущую величину).

69. **Вихревое движеніе массъ воздуха.** Для того, чтобы нарисовать себѣ теперь дѣйствительную картину того движенія, которое должно возникнуть въ атмосферѣ при нарушеніи въ ней равновѣсія подъ совокупнымъ вліяніемъ силы тяжести, отклоняющаго дѣйствія вращенія земли и тренія, допустимъ, что имѣется совершенно установившееся движеніе воздушныхъ массъ на земной поверхности, когда, слѣдовательно, единица массы воздуха движется съ совершенно равномѣрною скоростью v. На черт. 115 представлена изобара AMB и путь PMQ, по которому движется масса

---

[1]) Въ этомъ случаѣ при выводѣ формулы вмѣсто R, если движеніе совершается подъ угломъ α къ меридіану, войдетъ величина $\frac{R}{\cos\alpha}$.

воздуха; послѣдній можно разсматривать въ точкѣ M—какъ прямую MF, касательную къ кривой PQ и составляющую съ градіентомъ MG уголъ ϑ.



Черт. 115. Дѣйствительное движеніе воздушныхъ массъ на земной поверхности при нарушеніи равновѣсія.

Дѣйствительное направленіе движенія MF является результатомъ дѣйствія кромѣ градіента еще тренія съ одной стороны и съ другой—отклоняющей силы вращенія земли, которую можно представить приложенною въ точкѣ M и дѣйствующею перпендикулярно къ дѣйствительному движенію — MF_1. Такъ какъ движущаяся масса находится подъ непрерывнымъ дѣйствіемъ движущей силы, то она должна была бы двигаться равномѣрно ускоренно; если же движеніе равномѣрно, то, очевидно, вся движущая сила въ направленіи MF тратится на преодолѣніе препятствій. Такимъ препятствіемъ является только треніе о земную поверхность и о неподвижныя массы воздуха; какъ сила, противодѣйствующая движенію, оно можетъ быть представлено въ видѣ силы $MF_2 = MF$, приложенной въ точкѣ M и направленной въ сторону, противоположную MF. Такъ какъ треніе пропорціонально скорости, то

$$MF_2 = kv,$$

гдѣ k—коэффиціентъ тренія. Но, какъ видно изъ чертежа 115,

$$MF_2 = MF = MG \cos \vartheta = a \frac{dp}{dl} \cos \vartheta = kv$$

и

$$MF_1 = a \frac{dp}{dl} \sin \vartheta = 2 \omega v \sin \varphi.$$

Взявъ отношеніе $\frac{MF_1}{MF_2}$, получимъ

$$tg\vartheta = \frac{2 \omega v \sin \varphi}{k v} = \frac{2 \omega \sin \varphi}{k}.$$

Такъ какъ v въ окончательное выраженіе, представляющее направ-

леніе перемѣщенія воздушныхъ массъ, не вошло, то при установившемся движеніи воздухъ движется, значитъ, по траэкторіямъ, не зависящимъ отъ скорости движенія, а зависящимъ только отъ угловой скорости вращенія земли, широты мѣста и коэффиціента тренія.

Если имѣемъ движеніе не установившееся, то выраженіе для направленія дѣйствительнаго перемѣщенія будетъ сложнѣе. Въ этомъ случаѣ по направленію MF къ силѣ, преодолѣвающей треніе, присоединяется еще сила, сообщающая ускореніе или замедленіе движенія; поэтому MF превратится въ

$$MF = a\frac{dp}{dl}\cos\vartheta = kv \pm c;$$

здѣсь знакъ + соотвѣтствуетъ ускоряющемуся, знакъ — замедляющемуся движенію. Такъ какъ далѣе при криволинейномъ движеніи всегда возникаетъ центробѣжная сила, величина которой пропорціональна квадрату скорости и обратно пропорціональна радіусу кривизны, то MF_1, при прямолинейномъ движеніи равное $2\,\omega\,v\sin\varphi$, при криволинейной траэкторіи превратится для каждаго килограмма воздуха въ

$$MF_1 = 2\ \omega\ v\ \sin\ \varphi \pm \frac{v^2}{\rho},$$

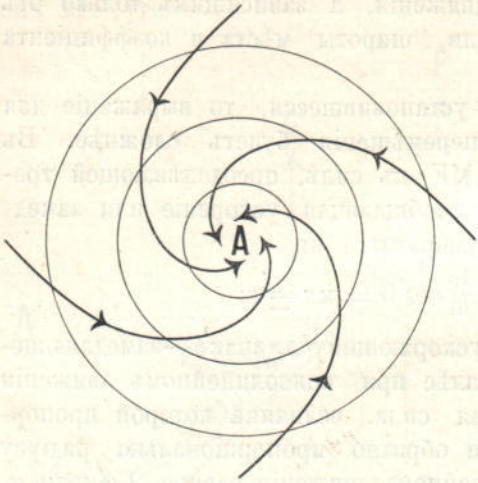
гдѣ ρ — радіусъ кривизны траэкторіи; а знаки + или — зависятъ отъ траэкторіи и расположенія центра давленія относительно ея. Въ самомъ дѣлѣ для случая, изображеннаго на черт. 115, не трудно убѣдиться, что центробѣжная сила криволинейнаго движенія по траэкторіи PQ, стремящаяся двигать тѣло M по касательной MF, дѣйствуетъ въ одну сторону т. е. суммируется съ отклоняющею силою MF_1. Въ окончательномъ видѣ формула, опредѣляющая направленіе движенія, для разсматриваемаго случая будетъ:

$$tg\vartheta = \frac{2\ \omega\, v \sin\varphi \pm \frac{v^2}{\rho}}{k\ v \pm c}.$$

Величина ρ т. е. радіусъ кривизны траэкторіи обыкновенно (за исключеніемъ тропическихъ штормовъ) довольно большая и траэкторіи имѣютъ вообще малую кривизну; а потому $\frac{v^2}{\rho}$, какъ величину малую, можно откинуть. Величина c, — ускоряющая или замедляющая движеніе, играетъ существенную роль только въ моментъ возникновенія движенія, а по мѣрѣ удаленія отъ центра возмущенія можно принять ее за O. Тогда

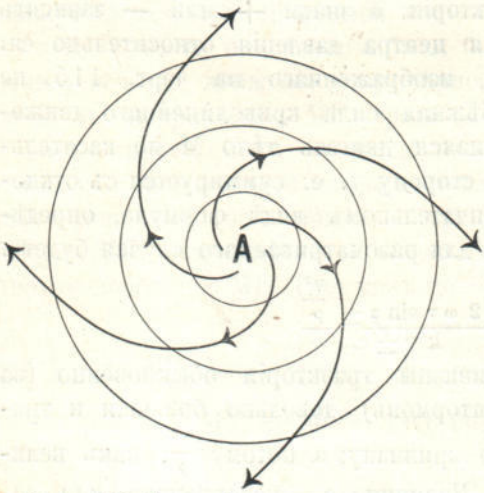
$$tg\vartheta = \frac{2\ \omega\ \sin\ \varphi}{k}.$$

Въ послѣдней формулѣ ω,—угловая скорость вращенія земли,—постоянная; если $\sin\varphi$ и коэффиціентъ тренія k—значительно не мѣняются, то можно принять, что $tg\vartheta = A$ т. е. постоянной величинѣ. Послѣднее уравненіе представляетъ уравненіе *логариѳмической спирали.*



Черт. 116. Движеніе массъ воздуха въ области пониженнаго давленія.

Предположимъ, что въ A (черт. 116) находится центръ области пониженнаго давленія; подъ вліяніемъ всей совокупности дѣйствующихъ силъ массы воздуха будутъ въ этомъ случаѣ двигаться отъ периферіи къ центру не по направленію градіентовъ т. е. радіусовъ, а по логариѳмическимъ спиралямъ, составляющимъ постоянные углы съ направленіемъ градіента. Прочертивъ эти кривыя, получимъ *въ сѣверномъ полушаріи движеніе воздуха къ центру слабаго давленія по спиралямъ, закручивающимся обратно часовой стрѣлкѣ.* Въ томъ случаѣ, когда имѣемъ въ центрѣ высокое давленіе, понижающееся къ периферіи (черт. 117), воздухъ долженъ *растекаться отъ этого центра во всѣ стороны по спиралямъ, раскручиваясь по часовой стрѣлкѣ.* Въ южномъ полушаріи, если принять во вниманіе направленіе отклоняющей силы вращенія земли, спирали эти будутъ въ случаѣ слабаго давленія въ центрѣ закручиваться къ центру по часовой стрѣлкѣ; въ случаѣ высокаго давленія въ центрѣ онѣ будутъ раскручиваться обратно часовой стрѣлкѣ.

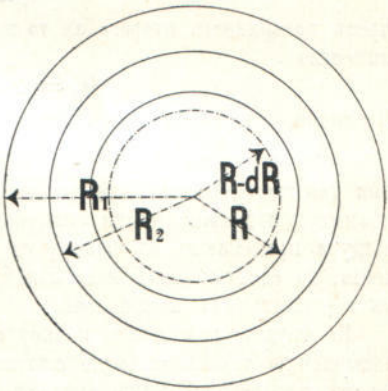


Черт. 117. Движеніе массъ воздуха въ области повышеннаго давленія.

Наблюденія подтверждаютъ эти теоретическія соображенія, какъ увидимъ далѣе: вѣтеръ, являющійся результатомъ перемѣщенія массъ воздуха, не совпадаетъ съ направленіемъ градіента. Для сѣвернаго полушарія изслѣдованіями Бюйсъ-Балло эмпирически, на основаніи только наблюденій, установленъ законъ: *если встать по направленію вѣтра лицомъ въ ту сторону, куда дуетъ вѣтеръ, центръ низкаго давленія всегда будетъ впереди влѣво, центръ высокаго давленія—всегда вправо и позади наблюдателя.*

При нарушеніи равновѣсія въ возникшемъ вихревомъ движеніи долженъ существовать восходящій потокъ въ центрѣ пониженнаго давленія, нисходящій потокъ въ центрѣ повышеннаго давленія. Анализъ показываетъ однако, что такія вертикальныя движенія массъ воздуха должны имѣть мѣсто не только въ центрѣ вихря, но и на значительномъ отъ него разстояніи.

Представимъ себѣ, что имѣется вихрь съ совершенно правильными круговыми изобарами, какъ на черт. 118. Пусть на разстояніи R_1 отъ центра вихря массы воздуха двигаются въ горизонтальномъ направленіи со скоростью V_1, приближаясь къ нему. При дальнѣйшемъ движеніи эти массы воздуха, приближаясь къ центру вихря, чтобы помѣститься на постепенно суживающихся площадяхъ, должны увеличивать скорость своего движенія. Пусть чрезъ нѣкоторое время онѣ достигли разстоянія R_2; очевидно, что скорость движенія этихъ массъ должна быть теперь большая, если $R_2 < R_1$, и изъ V_1 она превратится въ нѣкоторую V_2 такую, что $V_2 > V_1$.



Черт. 118. Схема для объясненія вертикальной слагающей при конвекціи.

Въ самомъ дѣлѣ, чрезъ поверхность вертикальнаго цилиндра радіуса R_1 и высоты h въ единицу времени при скорости V_1 пройдетъ количество воздуха

$$Q_1 = 2\pi R_1 h V_1.$$

Если масса эта имѣетъ, какъ пока предполагается, только одно горизонтальное движеніе, то чрезъ цилиндръ радіуса R_2, чтобы не происходило накопленія воздуха на этой второй окружности, она должна пройти въ единицу времени со скоростью V_2 такою, чтобы было

$$Q_2 = 2\pi R_2 h V_2 = Q_1,$$

или

$$R_1 V_1 = R_2 V_2,$$

откуда наконецъ

$$V_1 : V_2 = R_2 : R_1,$$

т. е. *горизонтальныя скорости движенія массъ воздуха должны расти обратно пропорціонально разстояніямъ отъ центра.*

На самомъ дѣлѣ скорости V не могутъ расти такъ быстро вслѣдствіе инерціи массъ воздуха, ихъ вязкости и ихъ тренія о земную поверхность или о сосѣдніе спокойные слои воздуха. Наблюденія показываютъ, что въ тѣхъ вихревыхъ системахъ, которыя наблюдаются на земной поверхности, горизонтальныя скорости съ приближеніемъ къ центру дѣйствительно не растутъ обратно пропорціонально разстояніямъ, а мѣняются гораздо медленнѣе. Потому массы воздуха, чтобы не существовало его накопленія, должны искать себѣ исхода по другому вертикальному направленію, что должно вести къ возникновенію вертикальныхъ слагающихъ движенія не въ центрѣ только, а и на всей поверхности, занимаемой вихремъ.

Пусть масса воздуха отъ поверхности цилиндра радіуса R (черт. 118), которую она проходитъ съ горизонтальною скоростью V_1, переходитъ къ поверхности цилиндра съ радіусомъ R—dR, не измѣняя значительно скорости V. Въ единицу времени чрезъ поверхность перваго цилиндра проходило количество воздуха

$$Q = 2\pi R h V;$$

чрезъ поверхность второго за то же время можетъ пройти только меньшее количество

$$Q_1 = 2\pi (R - dR) h V.$$

Очевидно, что количество воздуха

$$Q - Q_1 = 2\pi dR h V = q$$

при той же скорости V не успѣетъ пройти чрезъ второй, меньшаго радіуса цилиндръ и должно найти себѣ исходъ куда-либо въ сторону. Такъ какъ массы воздуха притекаютъ къ центру со всѣхъ сторонъ въ горизонтальномъ направленіи, то единственный возможный исходъ для количества воздуха q — только въ вертикальномъ направленіи.

Не трудно разсчитать и скорость этого восходящаго движенія или такъ называемую *вертикальную слагающую.* Въ самомъ дѣлѣ, если чрезъ w назовемъ эту вертикальную скорость движенія, то

$$q = 2\pi.\ dR.\ h.\ V = 2\pi.\ dR.\ R.\ w,$$

ибо при скорости w количество воздуха q должно пройти въ единицу времени въ вертикальномъ направленіи чрезъ поверхность, длина которой есть $2\pi R$, а ширина—dR. Но тогда

$$h V = R w,$$

или, полагая высоту цилиндра h равною единицѣ,

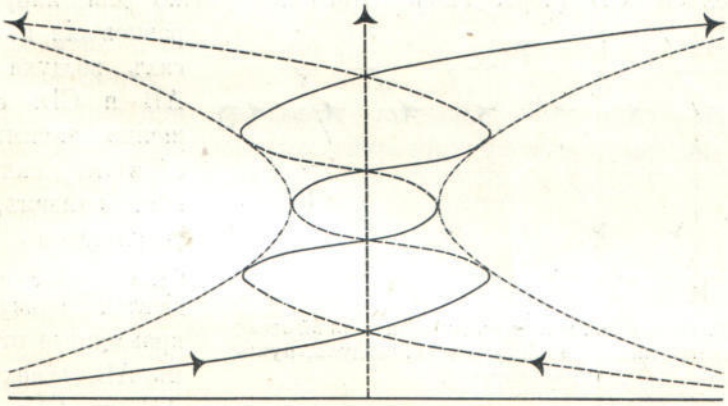
$$w = \frac{V}{R}.$$

Теорія показываетъ, слѣдовательно, что *вертикальная слагающая движенія тѣмъ больше, чѣмъ больше горизонтальная скорость V и чѣмъ меньше радіусъ окружности R, пересѣкаемой массами воздуха* [1]).

---

[1]) Небезынтересно въ дополненіе къ сказанному отмѣтить, что въ барометрическихъ минимумахъ гидродинамика теоретически для возникшей цир-

Разсмотрѣнные законы движенія массъ воздуха, циркулирующихъ около центра вихря, опредѣляютъ тотъ путь, который должна пройти каждая частица воздуха подъ совокупнымъ дѣйствіемъ всѣхъ силъ, имѣющихся на лицо на земной поверхности. Въ томъ случаѣ, когда вблизи земной поверхности получается область пониженнаго давленія, массы воздуха должны вслѣдствіе вертикальныхъ слагающихъ, описывать приближаясь къ центру вихря, *спирали, постепенно повышающіяся кверху* (черт. 119), *и, описавъ вокругъ центра вихря одинъ или нѣсколько завитковъ спирали, онѣ должны*



Черт. 119. Дѣйствительный путь воздушныхъ массъ въ области пониженнаго давленія.

восходящимъ потокомъ выноситься наверху отъ центра къ периферіи. Въ области барометрическаго максимума, лежащаго у земной поверхности, совершенно такимъ же образомъ должно существовать нисходящее движеніе по всей его поверхности, заставляющее массы воздуха описывать постепенно опускающіяся книзу спирали.

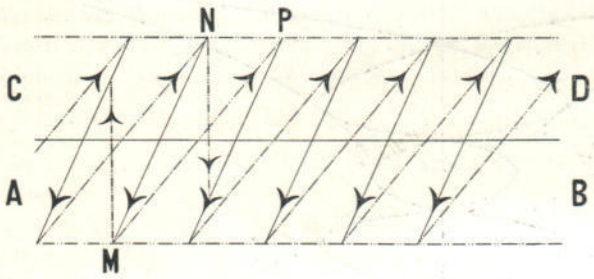
Этотъ путь, проходимый массами воздуха въ разсмотрѣнныхъ вихревыхъ системахъ, опредѣляетъ и тотъ обликъ погоды, который должна эта послѣдняя принять при возникновеніи такихъ вихревыхъ системъ. Восходящее движеніе массъ воздуха въ барометрическомъ минимумѣ немедленно вызоветъ адіабатическое пониженіе температуры въ этихъ массахъ со всѣми, сопровождающими охлажденіе, явленіями: увеличеніемъ влажности, конденсаціею паровъ и

куляціи опредѣляетъ наибольшую скорость восходящаго потока въ 0.16 м. въ сек., если принять коэффиціентъ тренія равнымъ 0.00008. Для барометрическаго максимума теорія эта даетъ напротивъ неограниченно большія скорости нисходящаго движенія.

*

осадками. Нисходящій потокъ въ барометрическомъ максимумѣ долженъ наоборотъ сопровождаться адіабатическимъ нагрѣваніемъ опускающихся массъ воздуха, а слѣдовательно и удаленіемъ ихъ отъ насыщенія водяными парами.

Совершенно особый случай конвекціи представляютъ собою вихри съ горизонтальной осью. Этотъ типъ конвекціи возникаетъ тогда, когда нарушающая равновѣсіе атмосферы причина дѣйствуетъ на протяженіи длинной, но сравнительно узкой полосы. Пусть, въ самомъ дѣлѣ, температура полосы AB будетъ выше, чѣмъ температура полосы CD (черт. 120). Этого достаточно для нарушенія равновѣсія въ массахъ воздуха надъ AB и CD: совершенно такимъ же образомъ, какъ ранѣе, найдемъ, что результатомъ этого случая будутъ градіенты, внизу направленные отъ CD къ AB, вверху отъ AB къ CD. Если конвекція распространилась только на небольшой толщины слой воздуха, то уголъ, составляемый дѣйствительнымъ направленіемъ возникшаго движенія съ градіентомъ, и вверху, и внизу будетъ близко одинаковъ, и возникшая циркуляція будетъ происходить въ одной вертикальной плоскости. Массы воздуха будутъ внизу двигаться отъ CD къ AB, надъ AB онѣ будутъ подниматься вверхъ, наверху перемѣщаться отъ AB къ CD, чтобы здѣсь снова опуститься внизъ. Не то будетъ, если конвекція въ этомъ случаѣ захватитъ достаточно толстый слой атмосферы. Съ удаленіемъ отъ земной поверхности и уменьшеніемъ плотности воздуха коэффиціентъ тренія быстро уменьшается; поэтому уголъ ϑ, составляемый направленіемъ движенія съ градіентомъ, который опредѣляется формулой



Черт. 120. Схема конвекціи съ горизонтальной осью; непрерывныя линіи—нижнія теченія воздуха, пунктиръ—верхнія.

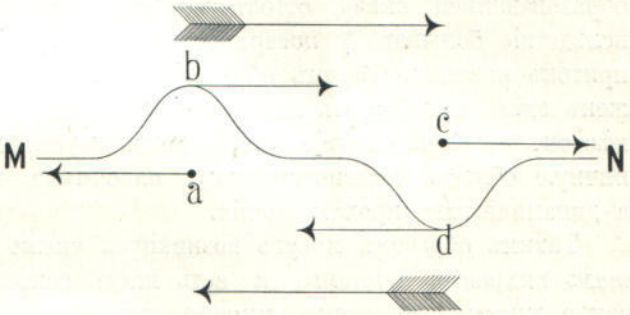
$$\operatorname{tang} \vartheta = \frac{2\,\omega \sin \varphi}{k},$$

вверху будетъ значительно больше, чѣмъ внизу. Тогда массы воздуха внизу будутъ двигаться по линіямъ NM, составляющимъ меньшій уголъ съ направленіемъ градіента, а вверху по линіямъ NP, составляющимъ съ градіентомъ большій уголъ, и будутъ описывать спирали вокругъ горизонтальной оси, параллельной AB и

CD. Этотъ случай конвекціи даетъ, слѣдовательно, *вихревое движеніе съ горизонтальной осью.* Изобары въ этомъ случаѣ, очевидно, будутъ прямыя линіи, параллельныя AB и CD.

70. **Причины возникновенія вихревыхъ системъ** До сихъ поръ разсматривалось конвекціонное движеніе массъ воздуха, возникшее вслѣдствіе мѣстнаго, тѣсно ограниченнаго термическаго нарушенія равновѣсія; нагрѣваніе или охлажденіе предполагалось въ тонкомъ вертикальномъ столбѣ воздуха. Но совершенно такимъ же образомъ возникнетъ конвекціонное движеніе, если повышеніе или пониженіе температуры распространятся на районы болѣе значительныхъ размѣровъ; законы, опредѣляющіе конвекціонный потокъ, будутъ тѣже самые.

Нагрѣваніе или охлажденіе—не единственная однако причина, могущая вызвать образованіе вихревого движенія, подобнаго разсмотрѣнному выше. Упоминалось уже, когда была рѣчь объ образованіи облаковъ (стр. 171), что при возникшемъ движеніи массъ воздуха въ мѣстѣ ихъ соприкосновенія съ неподвижными слоями или съ слоями, движущимися въ другомъ направленіи или съ другою скоростью, всегда возможно образованіе языковъ, струй или вихрей. Въ самомъ дѣлѣ, когда двѣ средины въ самомъ общемъ случаѣ движутся по различнымъ направленіямъ, составляющимъ между собою нѣкоторый уголъ, и съ различными скоростями, достаточно ничтожнѣйшихъ причинъ для образованія вихревого движенія. Если происходитъ напр., какъ на черт. 121, движеніе двухъ слоевъ воздуха въ противоположныя стороны, указанныя стрѣлками, то при малѣйшемъ вздутіи или выпучиваніи одной среды въ другую возникаетъ пара силъ, какъ въ a и b или c и d, производящихъ скручиваніе образовавшагося вздутія. Образовавшійся такимъ образомъ элементарный вихрь, сообщая частицамъ среды, имъ захваченнымъ, вращательное движеніе, заставляетъ ихъ удаляться, вслѣдствіе центробѣжной силы, отъ начальнаго пункта и этимъ самымъ создаетъ силы, всасывающія сосѣднія массы среды въ центральную



Черт. 121. Зарожденіе вихря на границѣ двухъ воздушныхъ потоковъ.

его часть. Если такой вихрь достаточной силы образовался въ воздухѣ съ осью, направленною по вертикали, онъ приведетъ выше и ниже его лежащіе слои въ циркуляціонное движеніе, совершенно сходное съ тѣмъ, которое получается въ случаѣ нагрѣванія.

Точно также не термическимъ, а чисто динамическимъ путемъ можетъ возникнуть и барометрическій максимумъ. Если какимъ либо путемъ въ болѣе высокихъ слояхъ возникъ стокъ массъ воздуха, направленный въ нѣкоторую опредѣленную часть атмосферы, и если этотъ стокъ поддерживается въ теченіе нѣкотораго, болѣе или менѣе продолжительнаго времени, этого уже достаточно, чтобы здѣсь, въ этой части атмосферы зародился барометрическій максимумъ. Дѣйствительно, новыя массы воздуха при продолжающемся упорно стокѣ, притекая непрерывно по верху, гдѣ коэффиціентъ тренія сравнительно малъ, вызовутъ здѣсь накопленіе воздуха; ибо образовавшійся внизу оттокъ воздуха всегда будетъ происходить вслѣдствіе большаго у поверхности земли тренія, медленнѣе, чѣмъ притокъ наверху. Такимъ образомъ притокъ воздуха наверху долженъ здѣсь преобладать надъ оттокомъ внизу; давленіе внизу подъ мѣстомъ стока вслѣдствіе этого должно увеличиться, образуя типичную область барометрическаго максимума, но не термическаго, а динамическаго происхожденія.

Такимъ образомъ могутъ возникнуть *чисто динамическимъ путемъ* вихревыя системы, и есть много основаній, какъ увидимъ далѣе думать, что этимъ именно путемъ возникаетъ рядъ очень разнообразныхъ конвекціонныхъ явленій.

Само собою разумѣется, что, хотя общій внѣшній обликъ конвекціи въ этихъ послѣднихъ случаяхъ останется сходнымъ съ конвекціонными движеніями, возникшими термическимъ путемъ, но въ деталяхъ могутъ наблюдаться существенныя отклоненія отъ набросанной выше схемы. Наблюденія дѣйствительно и показываютъ, что тамъ, гдѣ конвекція — результатъ динамическихъ причинъ, такія отклоненія отъ данной выше схемы всегда имѣются на лицо.

Разсмотрѣнными выше случаями исчерпываются типичныя формы конвекціи, наблюдаемыя на земной поверхности. Оказывается такимъ образомъ, что *всегда и неизбѣжно нарушеніе равновѣсія въ земной атмосферѣ ведетъ къ образованію вихревыхъ движеній.* Когда придется, слѣдовательно, детально изучать отдѣльные случаи конвекціи, должно поэтому заранѣе уже ожидать, что встрѣтимся съ одной изъ разсмотрѣнныхъ формъ вихревыхъ движеній. Конвекція приметъ форму или типическаго *вихря съ вертикальною осью,* — какъ въ случаѣ барометрическаго минимума или максимума; или же

она будетъ представлять собою характерный типъ *вихря съ горизонтальною осью.*

71. **Идеи В. Томсона, Бьеркнесса и Сандштрема относительно механизма конвекціи.** Механизмъ конвекціи, схематически обрисованный на предыдущихъ страницахъ въ своихъ главнѣйшихъ, существеннѣйшихъ чертахъ простыми формулами и соображеніями (въ разработкѣ Гульдберга и Мона), не исчерпываетъ вполнѣ однако дѣла, когда особенно возникаютъ дальнѣйшіе вопросы о самихъ силахъ, вызвавшихъ или деформировавшихъ возникшее конвекціонное движеніе. Значительно болѣе опредѣленно рисуется картина этихъ движеній въ жидкой или газообразной средѣ, когда къ изслѣдованію ихъ примѣняются методы высшаго математическаго анализа. Современные курсы гидродинамики обычно уже и разсматриваютъ вихревое движеніе жидкости или газа—какъ одинъ изъ важнѣйшихъ отдѣловъ этой дисциплины.

Особенно изящно и плодотворно рисуется механизмъ конвекціонныхъ движеній при примѣненіи къ его изслѣдованію идеи, впервые предложенной В. Томсономъ (лордомъ Кельвиномъ), а затѣмъ болѣе широко и детально развитой Бьеркнессомъ, Сандштремомъ и другими, работавшими въ этомъ направленіи. Само собою разумѣется, что въ книгѣ, подобной настоящему курсу, нѣтъ возможности съ достаточной полнотою изложить эти идеи. Но именно потому, что идеи эти позволяютъ достаточно глубоко прослѣдить нѣкоторыя наиболѣе важныя стороны механизма конвекціи, не позволительно было бы и здѣсь хотя вкратцѣ не попытаться въ возможно простой, элементарной формѣ изложить существеннѣйшія черты, такъ выгодно оттѣняющія эти идеи и позволяющія расширить тотъ горизонтъ, который опредѣлился уже изъ предыдущихъ страницъ.

В. Томсонъ, исходя изъ математическаго понятія о циркуляціи нѣкоторой среды [1]), разсматриваетъ въ образовавшемся вихревомъ движеніи силы, это движеніе вызвавшія и сообщающія движущимся массамъ тѣ ускоренія, которыя необходимы для его возникновенія и поддержанія. Представимъ себѣ въ движущейся средѣ рядъ частицъ даннаго вещества, образующихъ замкнутую кривую произвольной формы, и будемъ разсматривать проэкцію скорости на касательную къ этой кривой въ какой-либо ея точкѣ. *Циркуляціею данной кривой*, по В. Томсону, принято называть интегралъ $\int^{s} u_s \, ds$ (т. е. въ сущности—сумму такихъ проэкцій u_s), распространенный на всю эту кривую. Измѣненіе этой циркуляціи за нѣкоторый элементъ времени опредѣляется тѣми слагающими ускореній по направленію разсматриваемаго движенія, которыя будутъ сообщены частицамъ среды силами, вызвавшими или деформировавшими движеніе. А силы эти будутъ: градіентъ давленія, отклоняющая сила земного вращенія, треніе; силу тяжести при этомъ въ расчетъ принимать не приходится, такъ какъ для этой послѣдней работа, совершаемая при перемѣщеніи по замкнутой кривой, равна нулю. Для изученія возникшей циркуляціи необходимо изслѣдовать слагающія ускореній этихъ силъ по направленію циркуляціи. Составивъ выраженія для всѣхъ этихъ ускореній, возможно анализиро-

---

[1]) Я оставляю, конечно, какъ уже сказалъ, совершенно въ сторонѣ математическую основу дальнѣйшихъ разсужденій, отсылая интересующихся къ курсамъ векторіальнаго анализа или къ книгѣ Арреніуса Lehrb. d. kosm. Phys., гдѣ изложены кратко, но достаточно ясно эти основы.

вать уже какъ самыя силы, вызвавшія или деформировавшія движеніе, такъ и тѣ измѣненія, которыя въ нихъ могутъ произойти за время циркуляціи.

Отклоняющая сила земного вращенія и треніе—силы *пассивныя*, измѣняющія только уже возникшее движеніе, но *совершенно не могущія его вызвать*. Силою, въ собственномъ смыслѣ этого слова, дающею начало движенію и его поддерживающею, является только градіентъ давленія. Возможно — полный анализъ этой силы и представляетъ главнѣйшій интересъ въ изученіи конвекціоннаго движенія.

Ускореніе, развиваемое движущеюся средою подъ дѣйствіемъ градіента давленія, выражается интеграломъ отношенія между приращеніемъ давленія на единицу поверхности (на 1 м.^{2}) между двумя перпендикулярными къ разсматриваемой кривой поверхностями, отстоящими на единицу длины (1 м.), и массою единицы объема. Такъ какъ масса единицы объема можетъ быть замѣнена обратною ей величиною v удѣльнаго объема (объемъ единицы массы), то это ускореніе представится окончательно въ видѣ интеграла — $\int vdp$ [1]). Величину этого интеграла легко вычислить путемъ, указаннымъ Бьеркнессомъ. Въ самомъ дѣлѣ, этотъ интегралъ будетъ сумма всѣхъ произведеній изъ удѣльнаго объема на приращеніе давленія на 1 м.^{2} въ столбѣ воздуха съ высотою въ 1 м. Если извѣстно это приращеніе давленія, то и удѣльный объемъ воздуха найдется, какъ величина, обратная плотности, какъ только извѣстны температура, давленіе и влажность воздуха.

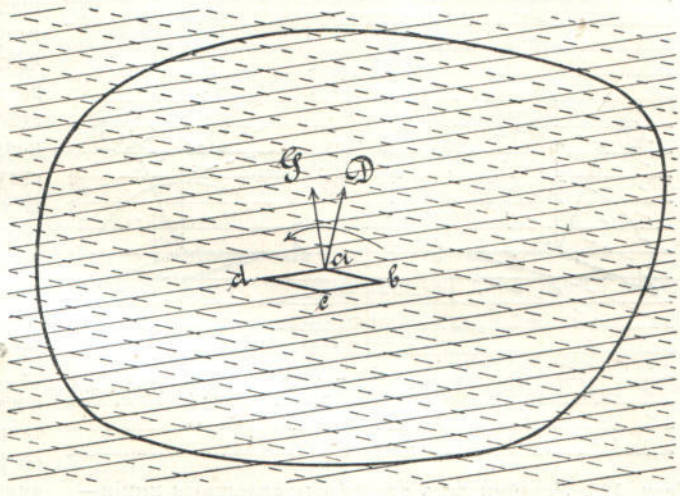
Проведемъ теперь по всей поверхности, ограниченной разсматриваемою кривою, для которой ищется приращеніе циркуляціи, линіи равныхъ давленій, выраженныхъ, конечно, въ динахъ на 1 м.^{2} (*изобары*). Вычислимъ также плотности воздуха для различныхъ точекъ разсматриваемой кривой и затѣмъ проведемъ линіи равныхъ плотностей (*изостеры*). Тогда вся разсматриваемая площадь будетъ разбита, если изобары и изостеры не совпадаютъ по направленію, а пересѣкаются между собою, этими линіями на рядъ элементарныхъ (черт. 122) ромбовъ, поверхность которыхъ легко будетъ вычислена. Если какой-нибудь изъ такихъ ромбовъ ограниченъ линіями съ давленіями p_1 и p_2 и плотностями δ_1 и δ_2, то его площадь будетъ $(v_1 - v_2)\ (p_1 - p_2) = \left(\frac{1}{\delta_1} - \frac{1}{\delta_2}\right) \times (p_1 - p_2)$. Сумма такихъ произведеній будетъ величина искомаго интеграла. Такъ какъ, наконецъ, изобары и изостеры можно провести черезъ единицу, то при этомъ условіи площадь такого элементарнаго ромба будетъ единица; а численное значеніе интеграла тогда будетъ равно числу такихъ ромбовъ, помѣщающихся внутри контура разсматриваемой кривой.

Не ограничиваясь какою-либо опредѣленною кривою, можно, какъ показалъ Бьеркнессъ, то же самое сдѣлать для любой части атмосферы, проводя вмѣсто

---

[1]) Это выраженіе можно, мнѣ кажется, вывести такимъ образомъ. Ускореніе g, получаемое массою m единицы объема подъ дѣйствіемъ градіента давленія dp, будетъ $g = -{}^1|m\ dp$ (знакъ минусъ, потому что сила направлена въ сторону убывающаго давленія). Такъ какъ $\frac{1}{m} = v$, то $g = -\ vdp$. Наконецъ, — такъ какъ ищется вся сумма такихъ ускореній вдоль цѣлой кривой, придется просуммировать полученныя выраженія, т. е., взять интегралъ $G = -\int vdp$.

линій равныхъ давленій и равныхъ плотностей (или удѣльныхъ объемовъ) изобарныя поверхности и поверхности изостерическія (равныхъ плотностей). Тогда все разсматриваемое пространство будетъ при пересѣченіи этихъ поверхностей заполнено элементарными трубками или *соленоидами*, образованными пересѣченіемъ двухъ смежныхъ изобаръ и двухъ смежныхъ изостеръ. Число такихъ соленоидовъ на нѣкоторой площади, ограниченной проведенною кривою, опредѣлитъ циркуляцію данной части атмосферы. Направленіе циркуляціи всегда, какъ показываетъ изслѣдованіе, будетъ таково, что воздухъ стремится въ соленоидахъ туда вверхъ, гдѣ плотность мала, и движется внизъ туда, гдѣ плотность велика. Соленоиды, иными словами, стремятся распредѣлить воздухъ такимъ образомъ, что удѣльно-тяжелые его слои движутся книзу, удѣльно-легкіе—кверху. Если, наконецъ, на черт. 122 изобразить градіенты давленія направленными перпендикулярно къ изобарамъ въ сторону понижающагося давленія, а градіенты плотности—направленными перпендикулярно къ изостерамъ въ сторону убывающихъ плотностей, то *циркуляція соленоидовъ всегда направлена въ сторону, показанную стрѣлкою* C, — *по кратчайшему пути отъ градіента плотностей къ градіенту давленія.*



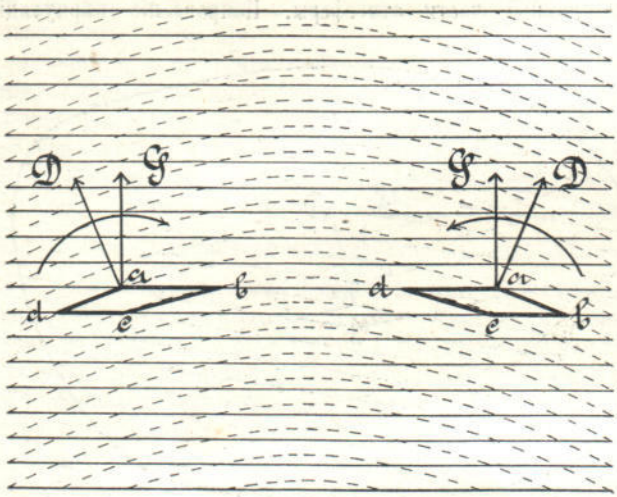
Черт. 122. Вычисленіе циркуляціи по Бьеркнессу; сплошными линіями проведены изобары, пунктиромъ—изостеры.

Сандштремъ, въ свою очередь, показалъ, что, подбирая извѣстнымъ образомъ форму кривой, циркуляція которой изучается, можно связать количество соленоидовъ, пересѣкающихъ площадь, ею ограниченную, съ измѣненіями температуры. А въ такомъ случаѣ возможно уже разсчитать искомую величину интеграла, опредѣляющаго въ данномъ случаѣ циркуляцію, по распредѣленію температуръ.

Не буду далѣе приводить всѣ тѣ выводы, которые слѣдуютъ изъ работъ Бьеркнесса и Сандштрема по отношенію къ механизму конвекціонныхъ движеній,—тѣмъ болѣе, что идеи эти только недавно еще стали примѣняться къ изслѣдованіямъ этого рода, во-первыхъ; а затѣмъ и въ дальнѣйшемъ придется еще возвращаться къ методу Бьеркнесса и Сандштрема. Остановлюсь только еще на одномъ пунктѣ, изъ работъ этихъ вытекающемъ.

Изслѣдованіе методомъ Бьеркнесса и Сандштрема условій, при которыхъ вообще могутъ возникать въ атмосферѣ конвекціонныя движенія, приводитъ логически къ заключенію относительно *устойчивости атмосферы* и ея стремленія сохранить разъ установившееся состояніе.

Какъ было уже показано въ своемъ мѣстѣ, температура воздуха падаетъ съ высотою значительно медленнѣе, чѣмъ то слѣдовало бы по адіабатическому закону. Поэтому, если масса сухого воздуха будетъ подниматься безъ притока тепла, ея температура будетъ при поднятіи ниже температуры окружающихъ слоевъ. Значитъ,—въ столбѣ поднимающагося воздуха изостеры, какъ соотвѣтствующія при низшей температурѣ большей плотности, будутъ вспучены, какъ на черт. 123; а тогда должна возникнуть здѣсь система соленоидовъ, противодѣйствующихъ дальнѣйшему поднятію массы воздуха и ослабляющая начавшееся движеніе. Точно также опусканіе воздуха должно парализоваться связаннымъ съ нимъ повышеніемъ температуры. Атмосфера стремится такимъ образомъ, вслѣдствіе указанной причины, сама оказать сопротивленіе возникающимъ движеніямъ по вертикальному направленію; *воздухъ проявляетъ, слѣдовательно, стремленіе къ устойчивости противъ такого рода перемѣщеній.*



Черт. 123. Устойчивость атмосферы; сплошныя линіи—изобары, пунктирныя—изостеры.

Точно такимъ же образомъ, если возникло въ атмосферѣ такое вихревое движеніе, при которомъ массы воздуха съ одной стороны поднимаются, съ другой опускаются, адіабатическія измѣненія температуры въ этихъ массахъ воздуха вызовутъ, такъ же, какъ и въ предыдущемъ случаѣ, появленіе системы соленоидовъ, противодѣйствующихъ движенію. Эта система соленоидовъ будетъ увеличивать свою мощность, пока не доведетъ начавшееся движеніе до полнаго равновѣсія, т. е. пока приращеніе циркуляціи не сдѣлается равнымъ нулю и движеніе не пріобрѣтетъ *стаціонарный характеръ.*

IX. Вѣтеръ; общій круговоротъ атмосферы.

72. **Вѣтеръ; приборы для наблюденія.** Неравенство давленія атмосферы въ двухъ сосѣднихъ точкахъ земной поверхности вызоветъ, какъ было показано, перемѣщеніе массъ воздуха отъ мѣстъ съ большимъ давленіемъ къ мѣстамъ низшаго давленія. Это перемѣщеніе воздуха называютъ въ общежитіи *вѣтромъ.*

Направленіе вѣтра при наблюденіи всегда опредѣляется тою страною свѣта, откуда дуетъ вѣтеръ; для обозначенія странъ свѣта приняты англійскія обозначенія; окружность горизонта дѣлится обыкновенно на 16 румбовъ. Скорость вѣтра выражается обыкновенно числомъ метровъ въ секунду. Для непосредственнаго измѣренія *скорости* движенія массъ воздуха, переносимыхъ вѣтромъ, прямого средства не существуетъ; объ этой скорости движенія воздуха приходится судить по давленію, которое испытываетъ поверхность, встрѣчающая это движеніе.

Если поставить перпендикулярно къ направленію наблюдаемаго потока газа или жидкости нѣкоторую поверхность, то эта поверхность, какъ показываютъ опыты, испытываетъ давленіе, величину котораго можно связать со скоростью движенія потока. Назовемъ чрезъ v скорость движенія массы воздуха, чрезъ t температуру и чрезъ H упругость этого воздуха, измѣряемую давленіемъ барометра. Изслѣдованіи Ферреля, провѣренныя опытами Лэнглея, показали, что *давленіе такого потока на поверхность, равную единицѣ, будетъ вообще пропорціонально квадрату скорости* или, точнѣе,—

$$P = 0.00870 \frac{v^2}{1 + 0.004\ t} \frac{H}{760};$$

здѣсь давленіе P выражено въ граммахъ на 1 квадр. сантиметръ, а v—въ метрахъ въ секунду.

Иногда для измѣренія скорости вѣтра употребляется шкала Бофорта, особенно моряками и на картахъ бюллетеней. Здѣсь скорость или сила вѣтра оцѣнивается по 12-балльной системѣ; значеніе этихъ балловъ близко соотвѣтствуетъ слѣдующимъ скоростямъ вѣтра въ метрахъ въ секунду.

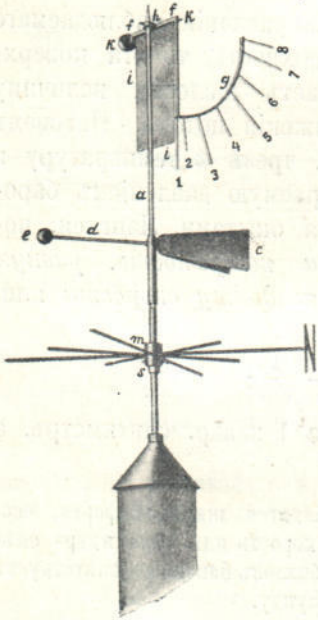
Баллы по Бофорту.	Метры въ секунду.	Баллы по Бофорту.	Метры въ секунду.
0	0— 1	7	12—14
1	1— 2	8	14—16
2	2— 4	9	16—20
3	4— 6	10	20—25
4	6— 8	11	25—30
5	8—10	12	болѣе 30
6	10—12		

Когда нужно взять среднее направленіе вѣтра за нѣкоторый промежутокъ времени, это дѣлаютъ по формулѣ Ламберта. Если обозначить число вѣтровъ, наблюденныхъ по каждому изъ 8 главныхъ румбовъ за этотъ промежутокъ чрезъ N, NE, E, SE, S, SW, W, NW, то среднее направленіе будетъ составлять уголъ, который нужно считать отъ точки N по часовой стрѣлкѣ, такой, что

$$\operatorname{tang} \alpha = \frac{E - W + (NE - NW + SE - SW) \cos 45^0}{N - S + (NE - SE + NW - SW) \cos 45^0}.$$

Формула легко получается разложеніемъ всѣхъ вѣтровъ по 4 основнымъ румбамъ. Чтобы отъ 16 наблюдаемыхъ обыкновенно румбовъ перейти къ 8, достаточно каждый изъ 8 второстепенныхъ распредѣлить поровну между двумя сосѣдними главными.

Для опредѣленія направленія вѣтра достаточно уже легкаго вымпела, подвѣшеннаго на высокой мачтѣ. При болѣе точныхъ наблюденіяхъ прибѣгаютъ къ флюгеру, состоящему обыкновенно (черт. 124) изъ легкой, свободно вращающейся на вертикальной оси вертикальной же доски c, уравновѣшенной такъ, чтобы ея центръ тяжести проходилъ чрезъ ось вращенія. Подъ такою доской прикрѣпляются 8 прутьевъ, оріентируемыхъ по странамъ свѣта, чтобы наблюдатель по положенію доски между этими прутьями могъ легко опредѣлить направленіе вѣтра. На русскихъ метеорологическихъ станціяхъ перо для большой устойчивости флюгера составляется изъ 2 вертикальныхъ досокъ, помѣщенныхъ подъ небольшимъ угломъ одна къ другой.



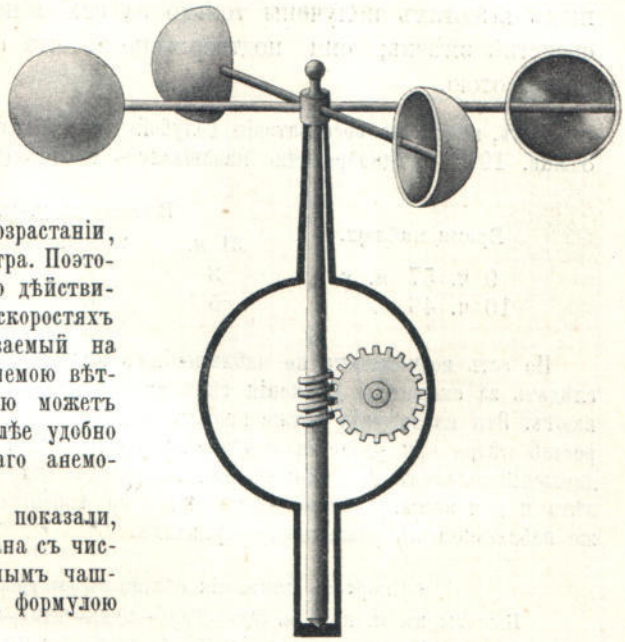
Черт. 124. Флюгеръ Вильда.

Для измѣренія скорости вѣтра къ флюгеру перпендикулярно прикрѣпляютъ наверху рамку kg, въ которой на горизонтальной оси kk виситъ за верхній край вторая доска i опредѣленныхъ размѣровъ и вѣса; на рамкѣ сбоку имѣются штифты g для измѣренія угла, на который эта вторая доска подъ давленіемъ вѣтра отклоняется отъ вертикальнаго положенія. Скорость вѣтра, которая нужна для того, чтобы поднять доску до опредѣленнаго штифта, опредѣляется предварительными опытами.

Болѣе удобнымъ средствомъ для измѣренія скорости вѣтра оказывается анемометръ Робинзона (черт. 125), состоящій изъ 4 чашекъ, насаженныхъ на концы двухъ взаимно перпендикулярныхъ прутьевъ, прикрѣпленныхъ къ свободно вращающейся вертикальной оси; чашки обращены, какъ видно на чертежѣ, выпуклыми сторонами въ одну сторону. Такъ какъ давленіе вѣтра на вогнутую сторону чашекъ всегда больше, чѣмъ на выпуклую, то при какомъ угодно направленіи вѣтра такая система чашекъ всегда начинаетъ вращаться въ одну и ту же сторону; скорость вращенія зависитъ отъ величины давленія и, слѣдовательно, отъ скорости вѣтра. Легкій

счетчикъ, соединенный съ приборомъ, даетъ возможность отсчитать число оборотовъ, дѣлаемое чашками въ единицу времени.

Необходимо, однако, имѣть въ виду, что, измѣряя среднюю скорость вѣтра болѣе надежно, чѣмъ отклоняемая доска флюгера, анемометръ даетъ вообще для скорости вѣтра сглаженныя числа. Значительная инерція прибора дѣлаетъ то, что его скорость всегда будетъ отставать отъ дѣйствительной скорости вѣтра, заставляя его вращаться медленнѣе, чѣмъ это должно быть, при возрастаніи, быстрѣе при затиханіи вѣтра. Поэтому тамъ, гдѣ дѣло идетъ о дѣйствительныхъ, а не среднихъ скоростяхъ вѣтра, простой, отсчитываемый на глазъ флюгеръ съ отклоняемою вѣтромъ вертикальною доскою можетъ быть предпочтительнѣе болѣе удобно отмѣчающаго, но инертнаго анемометра.



Черт. 125. Анемометръ Робинзона.

Изслѣдованія Дорандта показали, что скорость вѣтра v связана съ числомъ оборотовъ n, дѣлаемымъ чашками въ единицу времени, формулою

$$v = a + bn + cn^2,$$

гдѣ a, b и c — постоянныя величины. Обыкновенно, опредѣливъ постоянныя эти, по нимъ составляютъ таблицу, въ которой и находятъ по данному n величину v.

При наблюденіи вѣтра оказывается, что погода вообще тѣсно связана съ направленіемъ перемѣщенія воздушныхъ массъ; при этомъ не менѣе важную роль, чѣмъ скорость, играетъ еще, конечно, и *повторяемость* вѣтра даннаго направленія. Эта послѣдняя величина просто опредѣляется числомъ случаевъ, когда при наблюденіи отмѣчался вѣтеръ даннаго направленія. Нужно, однако, вообще здѣсь замѣтить, что нѣкоторый результатъ, наблюдаемый подъ дѣйствіемъ вѣтровъ извѣстнаго направленія, правильнѣе связывать не съ среднею скоростью и не съ повторяемостью вѣтра даннаго направленія, *а съ массою воздуха, перенесеннаго въ опредѣленномъ направленіи*, какъ это само собою понятно. Эту послѣднюю легко получить—какъ произведеніе средней скорости на повторяемость вѣтра даннаго направленія.

73. **Измѣненіе скорости вѣтра съ высотой.** Скорость движенія массы воздуха или сила вѣтра, какъ было уже показано, должна быть обратно пропорціональна коэффиціенту тренія; а этотъ послѣдній—тѣмъ меньше, чѣмъ меньше плотность воздуха и чѣмъ больше удалены движущіяся массы отъ неровной, пересѣченной

земной поверхности. Эти факты приводятъ къ тому заключенію, что при прочихъ равныхъ условіяхъ *скорость вѣтра должна возрастать съ удаленіемъ отъ земной поверхности.*

Непосредственныя наблюденія надъ скоростью вѣтра на различныхъ высотахъ получены только за самое послѣднее время при посредствѣ змѣевъ; они подтверждаютъ, что скорость вѣтра растетъ съ высотою.

Такъ, напр., на обсерваторіи Голубой горы (близъ Бостона, Соед. Шт. С. А.) 8 янв. 1903 г. одновременно наблюдались слѣдующія скорости вѣтра.

Время наблюд.	Высоты н. у. м. въ метрахъ: 31 м.	200 м.	477 м.	1264 м.
9 ч. 57 м. у.	3	6	11	—
10 ч. 46 м.	5	6	—	12

Но есть возможность по наблюденіямъ надъ скоростью движенія облаковъ слѣдить за скоростью движенія тѣхъ слоевъ атмосферы, гдѣ эти облака плаваютъ. Эти наблюденія также вполнѣ подтверждаютъ быстрое возрастаніе скоростей вѣтра при удаленіи отъ земной поверхности. Черт. 126 даетъ скорости движенія облаковъ по даннымъ американскихъ станцій (стр. 176—178) для лѣта и для зимы. Слѣдующая табличка по Арреніусу даетъ сводъ подобныхъ же наблюденій въ различныхъ пунктахъ.

Скорость движенія облаковъ (метры въ секунду).

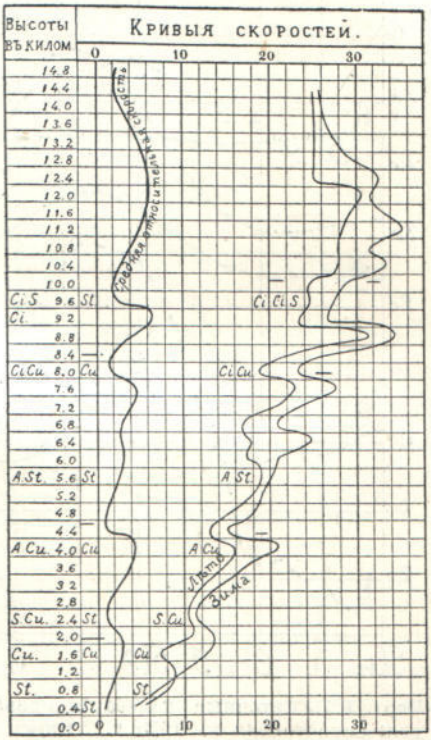
Высоты въ м. н. у. м.		500	2000	4000	6000	8000	10000	14000
Упсала	З.	9.0	10.8	19.9	20.5	33.5	—	
(60° с. ш.)	Л.	9.3	6 6	12.0	20.3	19.7	—	
Голубая гора	З.	11.3	17.9	26.3	31.0	41.8	50.4	
(42½° с. ш.)	Л.	8.5	11.7	13.9	19.0	29.8	32.8	
Манилла	З.	5.7	7.2	4.9	7.5	17.0	12.2	
(15° с. ш.)	Л.	5.3	7.1	8.0	8.5	10.2	14.1	

Изъ всѣхъ подобныхъ наблюденій обнаруживается любопытный фактъ, что скорость вѣтра растетъ вообще не такъ правильно съ высотою, какъ это можно было бы предполагать. Отсюда надо заключить, что и треніе въ воздушныхъ массахъ мѣняется съ высотою не пропорціонально послѣдней.

Если бы треніе уменьшалось правильно съ высотою, скорости вѣтра, какъ указалъ это Арреніусъ, должны были бы увеличиваться сначала медленно, затѣмъ быстрѣе. Наблюденія надъ скоростями движенія облаковъ опредѣленно и достаточно согласно говорятъ, напротивъ, что скорости движенія воздушныхъ массъ, при удаленіи отъ земной поверхности, растутъ сначала быстро; на высотахъ 1—3 км. онѣ мѣняются затѣмъ сравнительно мало, а далѣе снова быстрѣе возрастаютъ, по крайней мѣрѣ до высоты 8 км. Соотвѣтственно этому надо принять, что въ слоѣ 1—3 км. и треніе должно быть сравнительно очень большимъ. Американскія наблюденія надъ движеніемъ облаковъ какъ бы говорятъ даже, что треніе велико вообще въ слояхъ наибольшей повторяемости облаковъ,—тамъ, гдѣ идетъ массовая конденсація паровъ.

Причину этого кажущагося увеличенія тренія Арреніусъ видитъ въ выравнивающемъ скорости дѣйствіи восходящихъ и нисходящихъ потоковъ въ томъ слоѣ (1—3 км.), гдѣ воздушныя массы при подъемѣ достигаютъ конденсаціи. Однако едва ли не проще будетъ связать это увеличеніе тренія дѣйствительно съ наступленіемъ конденсаціи.

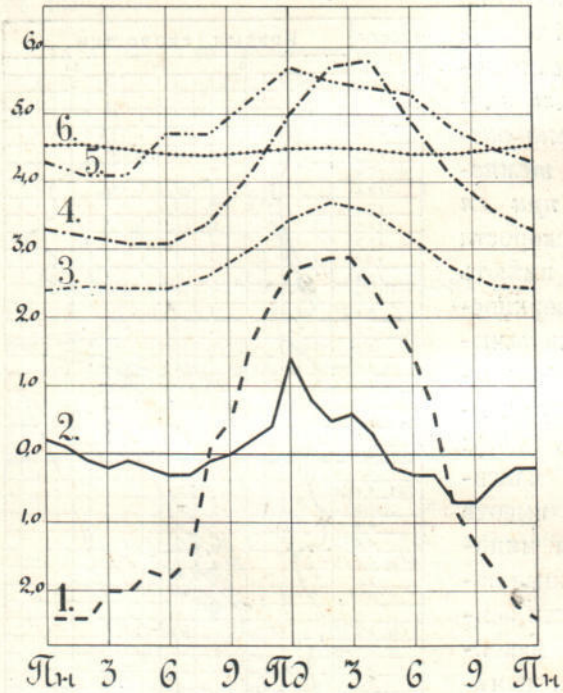
74. **Періодическія измѣненія вѣтра.** Наблюденія надъ скоростью вѣтра обнаруживаютъ правильныя періодическія измѣненія этого элемента надъ сушею,—особенно въ теплое время года, въ теченіе сутокъ: *скорость вѣтра въ нижнихъ слояхъ воздуха вблизи земной поверхности правильно растетъ съ повышеніемъ температуры, уменьшается при ея пониженіи.* Измѣненія скорости вѣтра такой характеръ имѣютъ только вблизи земной поверхности. *На нѣкоторой высотѣ измѣненія скорости вѣтра оказываются обратными* ходу температуры и измѣненіямъ внизу: вмѣсто послѣполуденнаго максимума скорости вѣтра на высотѣ наблюдается въ эти часы минимумъ ея; въ околополуночные часы—обратно у поверхности земли минимумъ, на высотѣ максимумъ. Въ ясные дни эти измѣненія скорости вѣтра въ теченіе сутокъ выражены рѣзче, чѣмъ въ дни пасмурные, лѣтомъ—рѣзче, чѣмъ зимою.



Черт. 126. Измѣненіе скоростей движенія облаковъ съ высотою по Биджелоу.

Причина этихъ суточныхъ измѣненій скорости вѣтра—дневные восходящіе токи, являющіеся результатомъ инсоляціи земной поверхности и повышенія температуры воздуха. Заставляя подниматься нижніе слои воздуха, эти конвекціонные токи на мѣсто поднявшихся массъ воздуха приносятъ верхніе, болѣе плотные слои воздуха. Но, опускаясь внизъ, эти верхніе слои воздуха по инерціи стремятся сохранить ту горизонтальную скорость, съ которою они двигались наверху; а эта скорость, какъ только что это было указано, быстро растетъ съ удаленіемъ отъ земной поверхности. Чѣмъ

сильнѣе восходящіе токи, тѣмъ большія массы верхняго воздуха и тѣмъ съ большихъ высотъ опускаются внизъ; тѣмъ больше будутъ и тѣ скорости, съ которыми онѣ приходятъ на земную поверхность, и тѣмъ больше увеличивается скорость наблюдаемаго внизу вѣтра. Съ уменьшеніемъ инсоляціи и ослабленіемъ восходящихъ токовъ эта скорость вѣтра снова падаетъ у земной поверхности до тѣхъ поръ, пока новый притокъ лучистой энергіи не вызоветъ опять восходящихъ токовъ. Въ верхніе слои воздуха эти восходящіе потоки наоборотъ приносятъ массы воздуха, вблизи земной поверхности имѣющія сравнительно небольшія горизонтальныя скорости; поэтому понятно, что на высотахъ ходъ измѣненія скорости вѣтра будетъ обратный наблюдаемому вблизи земной поверхности.

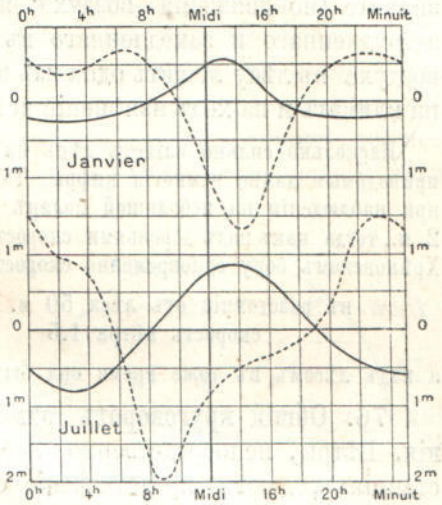


Черт. 127. Суточныя колебанія скорости вѣтра для: Севастополя въ 1910 г. лѣтомъ (кривая 1) и зимою (кр. 2), Павловска въ ясные (кр. 4) и пасмурные (кр. 5) дни и для океановъ вдали отъ материковъ (кр. 6) и у береговъ (кр. 3). На черт. даны отклоненія отъ средней скорости вѣтра для Севастополя и скорости вѣтра для остальныхъ кривыхъ.

Помѣщенные далѣе чертежи ясно иллюстрируютъ сказанное. Чертежи 127 и 128 представляютъ: первый — суточныя колебанія скорости вѣтра лѣтомъ и зимою для Севастополя, въ ясные и пасмурные дни для ~~Петербурга~~ и на Индійскомъ океанѣ вдали и вблизи отъ суши, второй — лѣтомъ и зимою въ Центральномъ метеорологическомъ бюро и на башнѣ Эйфеля въ Парижѣ.

Направленіе вѣтра въ теченіе сутокъ мѣняется гораздо менѣе правильно: различныя мѣстныя вліянія такъ сильно вліяютъ на этотъ элементъ, что подмѣтить здѣсь извѣстную правильность несравненно труднѣе. Наблюденія, впрочемъ очень немногочисленныя, показали однако, что направленіе вѣтра въ теченіе сутокъ стремится измѣняться, по

крайней мѣрѣ для нѣкоторыхъ пунктовъ, изслѣдованныхъ въ этомъ отношеніи, совершенно опредѣленнымъ образомъ въ зависимости отъ положенія солнца Такъ наблюденія въ Мадридѣ, на башнѣ Эйфеля (Парижъ), въ Блю-Хилльской обсерваторіи (Сѣв. Америка) обнаружили, что вѣтеръ мѣняетъ свое направленіе въ теченіе сутокъ по часовой стрѣлкѣ (по солнцу), всегда нѣсколько отставая отъ солнца т. е. отклоняясь влѣво отъ него.



Черт. 128. Суточныя колебанія скорости вѣтра на башнѣ Эйфеля (пунктирныя кривыя) и въ центр. метеорол. бюро въ Парижѣ (сплошныя кривыя) для лѣта и зимы.

Относительно періодическихъ измѣненій вѣтра въ теченіе года сказать что либо опредѣленное не представляется возможнымъ: неперіодическія измѣненія настолько искажаютъ и затемняютъ здѣсь дѣло, что о какихъ либо опредѣленныхъ результатахъ здѣсь не можетъ быть пока рѣчи.

75. **Вліяніе преградъ и лѣса на вѣтеръ.** Когда установившійся потокъ какой нибудь жидкости или газа встрѣчаетъ неподвижное препятствіе или преграду, онъ измѣняетъ свое направленіе и скорость; при этомъ образуется обыкновенно позади преграды рядъ вихрей, постепенно ослабѣвающихъ по мѣрѣ удаленія отъ преграды и мало по малу совершенно исчезающихъ. На эти измѣненія направленія и скорости и на образованіе вихрей тратится значительная часть энергіи движущихся массъ. Поэтому скорость ихъ движенія за преградою всегда меньше, чѣмъ до преграды, и только на нѣкоторомъ разстояніи позади преграды скорость снова достигаетъ той же величины, какую она имѣла до преграды.

Такимъ же образомъ относятся къ преградамъ и движущіяся массы воздуха; на нѣкоторомъ еще разстояніи передъ преградою скорость вѣтра уже начинаетъ уменьшаться и достигаетъ минимума за преградою. Въ этомъ ослабленіи скорости вѣтра преградами лежитъ причина тѣхъ напр. явленій, которыя наблюдаются при залеганіи снѣжнаго покрова большими сугробами предъ и за преградами; въ этомъ же ослабленіи скорости вѣтра преградами лежитъ причина и тѣхъ разнообразныхъ фактовъ распредѣленія темпера-

туръ и влажностей, какіе наблюдаются на небольшихъ полянахъ и въ изгородяхъ. Поэтому же въ густомъ растительномъ покровѣ такъ сильно затруднено движеніе и обмѣнъ воздуха. Лѣсъ, состоящій изъ цѣлаго ряда подобныхъ же преградъ, не можетъ не ослаблять значительно движенія воздуха; и опять таки въ этомъ же фактѣ затрудненнаго и замедленнаго въ весьма сильной степени движенія воздуха въ лѣсу лежитъ одна изъ причинъ существеннаго вліянія лѣса на климатъ и на ходъ измѣненій всѣхъ метеорологическихъ элементовъ.

Насколько сильно вліяетъ лѣсъ на уменьшеніе скорости вѣтра, покажутъ приводимыя далѣе немногія цифры. Такъ на обсерваторіи Лѣсного Института при наблюденіи на небольшой полянѣ среди парка скорость вѣтра оказалась 2 м., тогда какъ надъ деревьями скорость вѣтра была 7 м. При наблюденіи въ Хрѣновскомъ бору одновременно скорость вѣтра оказалась у лѣса и въ степи:

въ разстояніи отъ лѣса	50 м.	100 м.	150 м.	200 м.	300 м.
скорость вѣтра	1.5	3.2	3.3	4.0	4.7

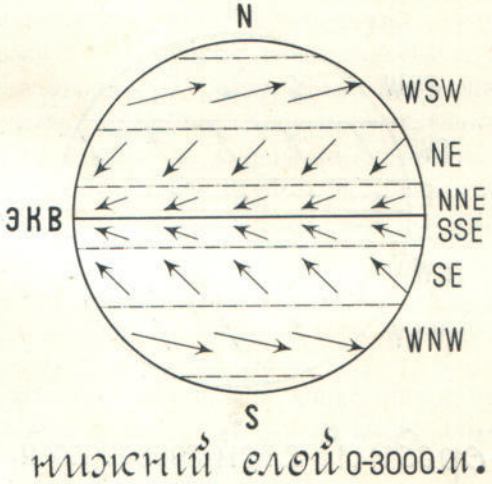
а надъ лѣсомъ въ тоже время она была 5 м. въ секунду.

76. **Общій круговоротъ атмосферы; причины его возникновенія.** Вѣтры, непосредственно наблюдаемые на метеорологическихъ станціяхъ, даютъ представленіе о дѣйствительныхъ перемѣщеніяхъ только въ нижнихъ слояхъ атмосферы. Для болѣе высокихъ слоевъ о движеніяхъ воздушныхъ массъ можно составить себѣ представленіе по наблюденіямъ надъ движеніемъ облаковъ или по движенію змѣевъ, шаровъ-зондовъ и шаровъ съ наблюдателями. Въ послѣднее время этимъ именно путемъ полученъ богатый матеріалъ для изученія тѣхъ перемѣщеній, которыя имѣютъ мѣсто въ различныхъ пунктахъ и слояхъ воздушной оболочки земного шара,—для изученія *общаго круговорота или общей циркуляціи атмосферы.*

Для *нижняго слоя атмосферы*, непосредственно прилегающаго къ земной поверхности, наблюденія даютъ картину, которую схематически можно охарактеризовать слѣдующимъ образомъ.

Въ области тропиковъ,—приблизительно до 30° сѣверной и южной широты отъ экватора въ обѣ стороны,—наблюдаются системы чрезвычайно постоянныхъ по направленію вѣтровъ, дующихъ въ сѣверномъ полушаріи отъ NE, въ южномъ—отъ SE; эти системы постоянныхъ вѣтровъ носятъ названіе *пассатовъ.* Область сѣверо-восточнаго пассата отдѣляется отъ области юго-восточнаго узкою полосою затишья или очень слабыхъ вѣтровъ перемѣннаго направленія—*экваторіальнымъ поясомъ тишины*, вполнѣ совпадающимъ съ поясомъ слабаго давленія на термическомъ экваторѣ. Очень слабые вѣтры этой полосы имѣютъ однако явно выраженное восточное направленіе. На полярныхъ границахъ пассатовъ (30° сѣв. и южн.

широты),—тамъ, гдѣ среднее давленіе широты (ср. стр. 235—236) достигаетъ на уровнѣ океана максимума,—наблюдаются также области слабыхъ вѣтровъ или затишья,—*внѣтропическіе поясы тишины.* Отъ этихъ поясовъ тишины къ полюсамъ, соотвѣтственно пониженію въ этомъ направленіи давленія, наблюдаются и вѣтры съ направленіемъ къ полюсу,—въ сѣверномъ полушаріи отъ SW и WSW, въ южномъ отъ NW и WNW, далеко не отличающіеся однако такимъ постоянствомъ и устойчивостью, какъ пассаты. Такимъ образомъ вообще можно сказать, что въ самомъ нижнемъ слоѣ атмосферы въ тропическомъ поясѣ обоихъ полушарій вѣтры имѣютъ направленіе отъ востока (E) и къ экватору, въ поясѣ внѣтропическомъ—направленіе отъ запада (W) и къ полюсу. Въ полярныхъ областяхъ наблюдаются вѣтры крайне непостояннаго направленія, между которыми, однако, преобладаютъ направленные отъ полюсовъ къ среднимъ широтамъ: здѣсь получается, слѣдовательно, какъ-бы третья, хотя и выраженная сравнительно не рѣзко и недостаточно опредѣленно, система вѣтровъ.



Черт. 129. Схема вѣтровъ вблизи земной поверхности.

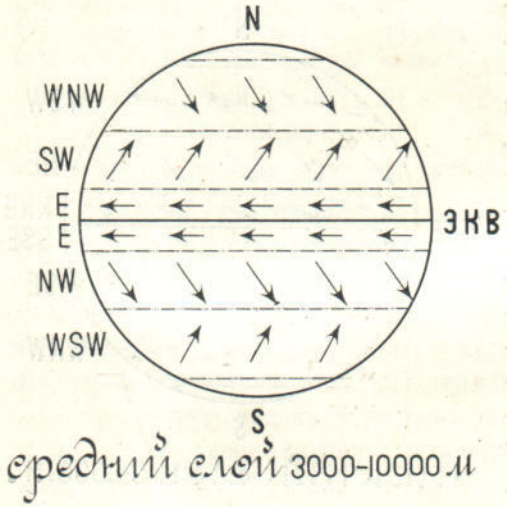
Указанныя области или системы вѣтровъ наиболѣе рѣзко выражены на океанахъ; на материкахъ онѣ ослабѣваютъ или испытываютъ извѣстныя измѣненія. Наиболѣе характерное измѣненіе происходитъ съ вѣтрами внѣтропической полосы въ сѣверномъ полушаріи тамъ, гдѣ большіе водоемы (океаны и моря) соприкасаются съ континентами: различіе въ нагрѣваніи и охлажденіи суши и водъ создаетъ градіенты и вѣтры, мѣняющіе свое направленіе періодически въ зависимости отъ временъ года. Вѣтры такой правильной періодичности носятъ названіе *муссоновъ*.

Черт. 129 представляетъ схематически перемѣщенія нижняго слоя воздуха.

Для *болѣе высокихъ слоевъ* атмосферы наблюденія даютъ слѣдующую схему (черт. 130). Въ тропической области,—надъ пассатами,—существуетъ подобное имъ постоянное движеніе массъ воздуха въ

*

прямо противоположномъ направленіи отъ экватора въ обѣ стороны къ востоку. Наблюденія надъ направленіемъ движенія облаковъ вполнѣ опредѣленно говорятъ о существованіи этихъ теченій. Доказательствомъ такого движенія является и переносъ къ востоку пепла тѣхъ вулкановъ (Тенериффа, Мауна—Лоа), которые, находясь въ этой области, имѣютъ вершины, поднимающіяся на высоту около 4000 м. Въ области экваторіальнаго затишья дуютъ въ этихъ высшихъ слояхъ постоянные восточные вѣтры, скорость которыхъ быстро растетъ съ высотой. На сѣверной сторонѣ экватора этотъ верхній потокъ послѣдовательно принимаетъ направленіе SE, далѣе S и затѣмъ вплоть до самой сѣверной границы пассата направленіе SW и WSW, обратное пассату, дующему внизу; на южной сторонѣ экватора верхніе слои атмосферы движутся сначала отъ NE, далѣе отъ N и затѣмъ переходятъ въ NW и WNW—вѣтры, также обратные нижнему пассату южнаго полушарія. Эти потоки, имѣющіе тѣже границы, что и пассаты нижняго слоя, но обратное имъ направленіе, носятъ названіе *верхнихъ пассатовъ* или *антипассатовъ*[1]).



Черт. 130. Схема вѣтровъ въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы.

Относительно среднихъ широтъ наблюденія надъ движеніемъ облаковъ привели Гильдебрандссона къ заключенію, что въ этихъ широтахъ до высоты перистыхъ облаковъ (8—11 килом.) господствуютъ вѣтры, имѣющіе направленіе отъ W; чѣмъ выше облака, тѣмъ болѣе отклоняется къ сѣверу ихъ направленіе въ сѣверномъ полушаріи. Выше 11 килом. облака уже отсутствуютъ; но направленіе движенія шаровъ—зондовъ на этихъ высотахъ показываетъ,

---

[1]) Существованіе антипассатовъ на основаніи нѣкоторыхъ змѣйковыхъ подъемовъ было за послѣднее время заподозрѣно при наблюденіяхъ на судахъ (Хергезеллемъ) въ Сѣверномъ Атлантическомъ океанѣ. Однако послѣдующія изслѣдованія въ этой области при помощи змѣевъ и шаровъ-зондовъ (Ротча, Тейссеранъ-де-Бора) около тѣхъ же широтъ доказали, что антипассаты сѣвернаго полушарія дѣйствительно существуютъ и надъ Атлантическимъ океаномъ.

что здѣсь движеніе массъ воздуха отличается отъ предшествующаго слоя только еще болѣе отклоненнымъ къ сѣверу направленіемъ. Слѣдовательно въ среднихъ широтахъ сѣвернаго полушарія, по Гильдебрандссону, воздухъ до наибольшихъ высотъ, достигнутыхъ шарами, имѣетъ движеніе съ W, и чѣмъ выше слой, тѣмъ больше сѣверная слагающая этого движенія.

Отступленія отъ этой общей схемы, имѣющія мѣсто вблизи земной поверхности, по большей части не переходятъ по наблюденіямъ высоты среднихъ и даже низкихъ облаковъ и, слѣдовательно, принадлежатъ исключительно только самому нижнему слою воздуха.

Резюмируя вкратцѣ движенія атмосферы, можно сказать, что *въ тропическихъ широтахъ обоихъ полушарій существуютъ системы вѣтровъ (пассаты и антипассаты), раздѣленныя одна отъ другой экваторіальнымъ поясомъ тишины, соотвѣтствующія вполнѣ вихрямъ съ горизонтальной осью; въ широтахъ внѣтропическихъ какъ бы наблюдаются въ томъ и другомъ полушаріяхъ грандіозные вихри съ вертикальной осью или области, вѣтры которыхъ ясно указываютъ на существованіе центровъ низкаго давленія въ нижнемъ слоѣ воздуха на полюсахъ; эти вихри отдѣлены отъ тропическихъ вихрей съ горизонтальной осью внѣтропическими поясами тишины* [1]).

Положенія, развитыя относительно механизма конвекціи, объясняютъ, какимъ образомъ могла возникнуть описанная выше циркуляція атмосферы.

Въ томъ поясѣ земного шара, гдѣ наблюдается наивысшая температура съ очень малыми ея колебаніями въ теченіе всего года, нижніе слои воздуха оказываются сильно нагрѣтыми [2]) сравнительно съ средними и околополярными широтами; а потому по-

---

[1]) Здѣсь небезынтересно, быть можетъ, будетъ привести нѣкоторые результаты изслѣдованій Шуберта надъ количественною стороною переноса воздушныхъ массъ общею циркуляціею атмосферы. Разсчитывая, на основаніи берлинскихъ подъемовъ шаровъ-зондовъ и наблюденій надъ скоростями движенія облаковъ, скорости движенія воздушныхъ массъ на различныхъ высотахъ, Шубертъ приходитъ къ заключенію, что главный переносъ этихъ воздушныхъ массъ происходитъ на высотахъ отъ 4 до 8 км.; зимою онъ идетъ въ болѣе низкихъ (4 км.) слояхъ воздуха, лѣтомъ въ болѣе высокихъ (7.5 км.). Въ среднемъ годовомъ на высотѣ 6 км. чрезъ вертикальную поверхность въ 1 м.^{2} въ секунду проходитъ 12.1 кгр. воздуха.

Наибольшее количество водяныхъ паровъ переносится самыми нижними слоями атмосферы, -зимою и осенью слоемъ до 1 км. высоты, лѣтомъ и весною—вблизи самой земной поверхности.

[2]) По Шпиталеру (стр. 139—140) можно считать, что въ среднемъ годовомъ на широтѣ экватора температура на 46° слишкомъ выше температуры сѣвернаго полюса.

верхности равныхъ давленій здѣсь до нѣкоторой высоты надъ земною поверхностью должны быть значительно раздвинуты сравнительно съ средними широтами. Соотвѣтственно этому на поверхности земли здѣсь долженъ находиться минимумъ атмосфернаго давленія (—случай конвекціи при нагрѣваніи); надъ нимъ вверху должно быть сравнительно съ болѣе высокими широтами давленіе повышенное. Градіенты при такомъ распредѣленіи давленія должны быть направлены: вверху—отъ области повышеннаго давленія т. е. отъ экватора къ среднимъ широтамъ; внизу отъ областей болѣе высокаго давленія къ области пониженнаго давленія т. е. къ экватору отъ среднихъ широтъ. При возмущающемъ дѣйствіи вращенія земли, въ сѣверномъ полушаріи отклоняющемъ вѣтеръ вправо, въ южномъ полушаріи—влѣво отъ направленія градіента, перемѣщеніе массъ воздуха должно происходить въ сѣверномъ полушаріи внизу отъ NE, вверху отъ SW, въ южномъ—внизу отъ SE, вверху отъ NW, что и наблюдается въ дѣйствительности.

Начавшееся въ этихъ направленіяхъ движеніе отъ экватора должно было бы доходить до полюсовъ, тогда какъ въ дѣйствительности оно достигаетъ только широтъ 30^0—35^0. Причина этого лежитъ въ слѣдующемъ. Уголъ, который образуетъ направленіе движенія съ градіентомъ, опредѣляется, какъ уже было показано, выраженіемъ въ предположеніи установившагося движенія

$$\operatorname{tang} \vartheta = \frac{2\,\omega \sin \varphi}{k}.$$

Съ уменьшеніемъ k при поднятіи надъ земной поверхностью и возрастаніемъ широты φ уголъ ϑ быстро растетъ. Если бы онъ сдѣлался равнымъ 90^0, то массы воздуха въ этомъ случаѣ (въ дѣйствительности невозможномъ, такъ какъ для этого k должно сдѣлаться равнымъ нулю) двигались бы перпендикулярно къ направленію градіента, и воздухъ перемѣщался бы по кругамъ широтъ. Постепенное съуженіе площадей по мѣрѣ удаленія воздуха отъ экватора (вслѣдствіе сближенія меридіановъ къ полюсамъ) еще болѣе должно помогать этому, способствуя образованію вертикальныхъ слагающихъ. Если въ уравненіе движенія массъ воздуха подставить наблюдаемыя въ атмосферѣ значенія k, то вычисленія показываютъ, что уголъ ϑ сдѣлается близкимъ къ 90^0 для широты около 30^0—35^0. Въ этихъ широтахъ, слѣдовательно, движеніе воздуха, не смотря на существованіе (первоначальное) градіентовъ отъ экватора къ полюсу, будетъ имѣть направленіе отъ W къ E. Вновь прибывающія отъ экватора массы, получая здѣсь тоже направленіе движенія и встрѣчая пришедшія уже ранѣе, должны

надавливать на эти прежде пришедшія массы и вызывать здѣсь постепенное накопленіе воздуха. Результатомъ всего этого въ широтахъ 30°—35° является возникновеніе *постоянныхъ барометрическихъ максимумовъ*, такъ такъ накопленіе воздуха вверху вызоветъ прогибъ книзу изобарныхъ поверхностей, сопровождаемый нисходящимъ здѣсь движеніемъ, въ которомъ и находятъ себѣ исходъ накопляющіяся массы воздуха, и образованіемъ повышеннаго давленія внизу; отсюда воздухъ въ нижнемъ слоѣ и будетъ двигаться къ экватору, — какъ области пониженнаго давленія. Само собою разумѣется, что подъ вліяніемъ вращенія земли въ нижнемъ слоѣ направленіе движенія должно измѣниться соотвѣтственнымъ образомъ.

По мѣрѣ приближенія къ экватору восточныя слагающія въ нижнемъ слоѣ должны возрастать; поэтому въ поясѣ тишины на экваторѣ направленіе вѣтровъ — ENE на сѣверной, ESE — на южной его сторонѣ. Въ срединѣ экваторіальнаго пояса тишины массы воздуха поднимаются вверхъ; приходя сюда на нѣкоторой высотѣ съ восточною слагающею, при уменьшеніи тренія съ поднятіемъ онѣ еще больше отклоняются къ E и, сталкиваясь съ массами воздуха, притекающаго изъ другого полушарія, въ верхнихъ слояхъ сливаются въ восточный вѣтеръ, наблюдаемый въ верхнихъ слояхъ атмосферы надъ экваторіальнымъ поясомъ затишья.

Приведенныя соображенія, выясняя происхожденіе внѣтропическихъ максимумовъ, пассатовъ и антипассатовъ, объясняютъ и тотъ фактъ, что описанная циркуляція въ тропикахъ наиболѣе рѣзко выражена на поверхности океановъ. Здѣсь треніе, какъ уже было указано, имѣетъ значительно меньшую величину, а потому и скорости движенія воздуха, и отклоняющее дѣйствіе вращенія земли больше и, слѣдовательно, рѣзче выражены.

Иначе рисуется происхожденіе той циркуляціи воздушныхъ массъ, которая наблюдается въ широтахъ внѣтропическихъ, по скольку, конечно, можно говорить вообще о такой внѣтропической циркуляціи. Измѣненія давленія по широтамъ (см. стр. 235—236) показываютъ, что отъ широтъ 30°—35° давленіе убываетъ по направленію къ полюсу какъ въ нижнихъ, такъ и въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы; соотвѣтственно этому распредѣленію градіенты давленія должны бы быть и здѣсь также направлены къ полюсу. Между тѣмъ наблюденія даютъ направленія движенія для массъ воздуха, начиная съ высоты около 3000—4000 м. и до наибольшихъ, достигнутыхъ шарами-зондами, отъ полюсовъ къ экватору т. е. какъ бы обратно градіентамъ. Мало того: *возвратное движеніе въ высокихъ слояхъ атмосферы отъ полюсовъ къ экватору подъ*

отклоняющимъ дѣйствіемъ вращенія земли должно было бы дать вѣтры съ восточной слагающей (NE—ENE въ сѣверномъ полушаріи); наблюденія даютъ, напротивъ, вѣтры съ западною слагающею (WNW въ сѣверномъ полушаріи) [1]).

Такая схема внѣтропической циркуляціи вполнѣ, однако, совпадаетъ съ тою схемою, которую дѣйствительныя наблюденія рисуютъ для барометрическихъ минимумовъ среднихъ широтъ. Она только ясно показываетъ, что въ этомъ случаѣ приходится имѣть дѣло съ типичнымъ вихремъ съ вертикальною осью, но не термическаго, а динамическаго происхожденія.

Дѣйствительно, если принять, что въ слоѣ до 4000 м. давленіе къ полюсу въ среднемъ понижается, то движущіяся по направленію градіента къ полюсамъ въ невысокихъ слояхъ атмосферы массы воздуха, получая подъ вліяніемъ вращенія земли восточныя слагающія, должны создать въ обоихъ полушаріяхъ около полюсовъ вихревое движеніе съ вертикальною осью. Это движеніе будетъ особенно рѣзко выражено и наиболѣе сильно развито въ слояхъ воздуха, для которыхъ уголъ ϑ между траэкторіею и градіентомъ сдѣлается близкимъ къ 90^0 вслѣдствіе малости k,—коэффиціента тренія. Вслѣдствіе этого центробѣжнаго движенія на высотѣ нѣсколькихъ километровъ (не выше 3—4) создадутся вблизи полюсовъ какъ бы настоящія всасывающія воронки пониженнаго давленія—(какъ результатъ разрѣженія подъ дѣйствіемъ центробѣжнаго движенія). Въ эти воронки пониженнаго давленія потекутъ всасываемыя ими воздушныя массы въ нижнихъ слояхъ атмосферы. Притокъ этихъ массъ на низу вызоветъ появленіе вертикальныхъ слагающихъ и восходящее движеніе по мѣрѣ приближенія воздушныхъ массъ къ полюсу. Двигаясь внизу къ полюсу съ значительными горизонтальными скоростями, эти воздушныя массы должны затѣмъ растекаться по верху отъ центра вихря къ периферіи. Но при этомъ движеніи вверху отъ полюса къ среднимъ широтамъ онѣ будутъ стремиться сохранить уже пріобрѣтенное внизу направленіе движенія и двигаться по спиралямъ, составляющимъ продолженіе того пути, который онѣ описывали внизу. Отсюда, мнѣ думается,—

---

[1]) Сдѣлано было не мало попытокъ объяснить это противорѣчіе наблюденій съ разсчетами. Едва-ли, однако, нужно прибѣгать для этой цѣли къ сложнымъ и запутаннымъ толкованіямъ, когда все дѣло рисуется значительно проще, если эту циркуляцію сопоставить съ тѣмъ, что наблюдается въ обычныхъ минимумахъ среднихъ широтъ. Вообще по наблюденіямъ въ нижнихъ слояхъ воздуха едва-ли и возможно распространять разсчеты на такія высоты, какъ 4000 м. А затѣмъ такіе разсчеты не дадутъ дѣйствительнаго направленія градіента; посредствомъ ихъ получатся только меридіональныя слагающія градіента, а самое направленіе градіента остается неопредѣленнымъ.

то направленіе отъ N съ западною слагающею, которое даютъ для высокихъ слоевъ шары—зонды по Гильдебрандссону.

Говоря о внѣтропической циркуляціи атмосферы, не слѣдуетъ во всякомъ случаѣ забывать о томъ, что въ сущности здѣсь идетъ рѣчь въ значительной мѣрѣ о фикціи. Уже карты распредѣленія давленія вблизи земной поверхности ясно показываютъ, какъ неправильно въ дѣйствительности это давленіе и какъ далеко оно отъ той равномѣрности и правильности, которую предполагаютъ среднія величины. Карты эти опредѣленно говорятъ, что о какомъ либо минимумѣ давленія вблизи земной поверхности у сѣвернаго полюса не можетъ быть рѣчи. Въ еще большей мѣрѣ это будетъ имѣть мѣсто для болѣе высокихъ слоевъ атмосферы, гдѣ о давленіи можно только составить себѣ представленіе, зная измѣненіе температуры съ высотою для различныхъ широтъ; а объ этомъ послѣднемъ можно судить развѣ только по отрывочнымъ, единичнымъ наблюденіямъ. Среднее направленіе вѣтровъ у земной поверхности—такая же,—если не большая еще,—фикція. Фактъ, непосредственно опирающійся на дѣйствительныя наблюденія,—движеніе болѣе высокихъ слоевъ воздуха въ сѣверномъ полушаріи отъ полюса къ среднимъ широтамъ.

X. Вихри съ горизонтальной осью.

77. **Типы вихрей съ горизонтальной осью.** При извѣстныхъ условіяхъ, какъ было указано, можетъ возникнуть вихревое движеніе вокругъ горизонтальной оси: массы воздуха, вращаясь вокругъ такой оси, получаютъ съ одной ея стороны,—тамъ, гдѣ давленіе понижено, — восходящее движеніе; съ противоположной стороны, гдѣ давленіе выше, будетъ, обратно, нисходящее движеніе; въ промежуточной полосѣ вѣтры дуютъ горизонтально всѣ въ одномъ и томъ же направленіи. Прямымъ результатомъ вертикальныхъ движеній явятся адіабатическія измѣненія температуры въ восходящихъ и нисходящихъ съ измѣненіемъ своей упругости массахъ воздуха. Если при этомъ движеніе вверхъ будетъ обладать достаточной интензивностью и можетъ достигнуть значительной высоты, пониженіе температуры можетъ пойти такъ далеко, что въ подымающихся массахъ влажнаго воздуха можетъ наступить конденсація паровъ со всѣми дальнѣйшими ея послѣдствіями. А это восходящее движеніе будетъ тѣмъ интензивнѣе, чѣмъ больше будетъ разность температуръ въ двухъ сосѣднихъ столбахъ воздуха на однѣхъ и тѣхъ же высотахъ. Не менѣе важно то, что горизонтальные вѣтры переносятъ массы воздуха одной температуры и влажности въ пункты, гдѣ воздухъ ранѣе имѣлъ иную температуру и влажность, и, вытѣсняя однѣ массы, замѣняютъ ихъ, слѣдовательно, воздушными массами съ совершенно другими температурами и влажностями. Такимъ образомъ вліяніе такого вихря на погоду той

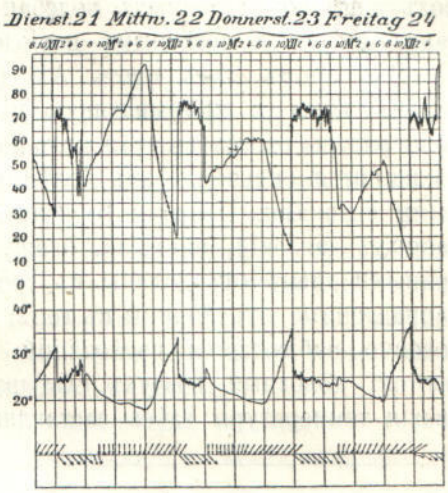
области или того пункта, гдѣ такая конвекція имѣетъ мѣсто, прежде всего будетъ зависѣть отъ его интензивности и мощности того слоя воздуха, который принимаетъ участіе въ возникшемъ круговоротѣ.

Простѣйшимъ случаемъ вихря съ горизонтальной осью будетъ тотъ, при которомъ разность температуръ въ двухъ столбахъ воздуха,—а слѣдовательно и толщина принимающаго участіе въ циркуляціи слоя воздуха,—будетъ сравнительно невелика; это будутъ *бризы* (береговые вѣтры съ суточнымъ періодомъ), возникающіе на берегахъ водоемовъ подъ вліяніемъ неодинаковаго нагрѣванія при инсоляціи въ теченіе сутокъ суши и воды. Подобный же характеръ имѣютъ *горные и долинные вѣтры*. Напротивъ въ томъ случаѣ, когда инсоляція, дѣйствуя въ теченіе болѣе продолжительнаго времени, чѣмъ сутки, вызываетъ интензивныя разности температуръ въ слояхъ воздуха гораздо большей толщины надъ сушею и водою, возникаютъ и градіенты несравненно большей величины, чѣмъ въ случаѣ бриза: тогда возникаетъ вихрь, вызывающій и въ погодѣ болѣе глубокія и рѣзкія измѣненія; таковы *береговые вѣтры съ годовымъ періодомъ,—муссоны*. Наконецъ, какъ указано уже было ранѣе, *пассаты* съ противоположными имъ верхними *антипассатами*—также одинъ изъ вихрей съ горизонтальной осью.

78. **Бризы.** При дневной инсоляціи суша нагрѣвается сильнѣе, нежели примыкающія къ ней массы воды; вслѣдствіе этого и воздухъ надъ сушею днемъ будетъ болѣе нагрѣтъ, чѣмъ надъ водною поверхностью. При наличности излученія въ ночное время наоборотъ суша, а вмѣстѣ и воздухъ, надъ нею находящійся, охлаждаются сильнѣе, чѣмъ вода съ лежащими надъ нею массами воздуха. Не трудно при этихъ условіяхъ убѣдиться въ возникновеніи градіентовъ и вѣтровъ, направленныхъ внизу днемъ отъ воды къ сушѣ, ночью отъ суши къ водѣ; вверху на нѣкоторой высотѣ, наоборотъ, днемъ градіенты и вѣтры направлены отъ суши къ водѣ, ночью отъ воды къ сушѣ.

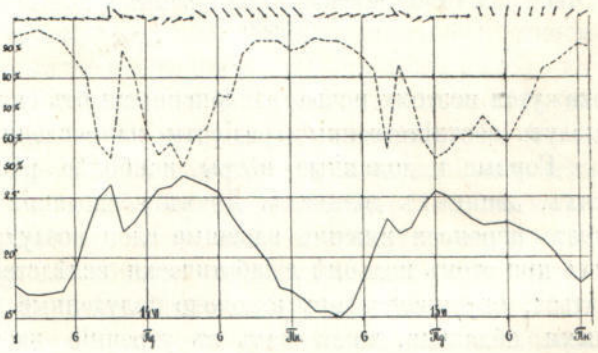
Такіе береговые вѣтры постоянно наблюдаются на нѣкоторыхъ берегахъ океановъ, морей и озеръ; въ низкихъ широтахъ они существуютъ круглый годъ, въ среднихъ—только въ теплое время года; въ широтахъ, гдѣ суточныя колебанія температуры наиболѣе велики, и бризы рѣзче всего выражены. Вѣтеръ одного направленія при бризѣ обыкновенно смѣняется штилемъ, затѣмъ наступаетъ вѣтеръ противоположнаго направленія, снова уступающій мѣсто штилю, послѣ котораго опять вступаетъ въ свои права первый вѣтеръ. Разстояніе, на которомъ замѣтны бризы, вообще невелико: въ разстояніи 40 килом. отъ берега бризъ обыкновенно уже едва

замѣтенъ на сушѣ; на морѣ это разстояніе еще меньше. Высота бриза только въ рѣдкихъ случаяхъ превосходитъ 150 м. Такъ какъ на водной поверхности воздухъ испытываетъ меньшее треніе, нежели на сушѣ, то и вѣтеръ при бризѣ сильнѣе на водѣ.



Черт. 131. Колебанія температуры (нижняя кривая) и относительной влажности (верхняя) при бризѣ въ Сенегалѣ; внизу стрѣлками дано направленіе вѣтра.

При незначительной высотѣ бриза вліяніе его на погоду выражается главнымъ образомъ въ колебаніяхъ температуры и влажности, дѣлающихъ обыкновенно рѣзкіе скачки съ измѣненіемъ направленія вѣтра. Черт. 131 даетъ понятіе о колебаніяхъ того и другого элемента подъ вліяніемъ бриза на зап. берегу Африки (Сенегалъ, Февраль 1893 г.). подъ вліяніемъ морского вѣтра температура воздуха здѣсь быстро падаетъ, относительная влажность увеличивается; съ поворотомъ вѣтра съ суши на море происходитъ обратный скачекъ на обѣихъ кривыхъ. На черт. 132 даны подобныя же колебанія температуры и влажности подъ вліяніемъ бриза въ Севастополѣ.

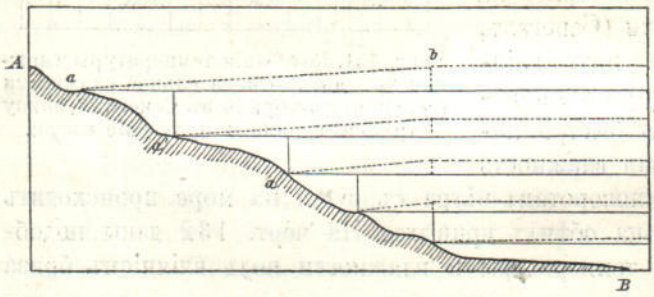


Черт. 132. Колебанія температуры (нижняя, сплошная кривая) и относит. влажности (верхняя, пунктирная) подъ вліяніемъ бриза въ Севастополѣ; сверху стрѣлками направленіе вѣтра (14—15 іюня 1910 г.).

Въ тѣхъ случаяхъ, когда въ данной мѣстности существуютъ преобладающіе вѣтры опредѣленнаго направленія, бризъ выражается тѣмъ, что направленіе преобладающаго вѣтра подъ вліяніемъ слагающей, вызываемой бризомъ, совершаетъ правильныя періодическія колебанія около своего средняго положенія.

79. **Горные и долинные вѣтры.** Явленіе, подобное береговымъ бризамъ, наблюдается на склонахъ горъ и въ горныхъ долинахъ: подъ вліяніемъ суточныхъ колебаній температуры здѣсь возникаютъ также вѣтры съ суточнымъ періодомъ.

Въ самомъ дѣлѣ пусть AB (черт. 133) представляетъ собою склонъ горы и примыкающую къ нему долину. При повышеніи температуры столбъ воздуха надъ долиною,—какъ болѣе длинный,—расширится сильнѣе, чѣмъ болѣе короткіе столбы воздуха надъ горными склонами. Поэтому горизонтальныя до инсоляціи поверхности равныхъ давленій, напр. aa, окажутся, какъ ab на чертежѣ, наклоненными днемъ отъ долины къ гребню горы и создадутъ градіенты, направленные отъ долины къ горѣ; на самомъ горномъ склонѣ обыкновенно наблюдается восходящій потокъ. Ночью склоны охлаждаются, холодный воздухъ скатывается внизъ,—въ долину; болѣе низкія температуры здѣсь заставляютъ столбъ воздуха надъ долиною, имѣющій въ добавокъ и большую длину, охладиться и укоротиться сильнѣе, чѣмъ болѣе короткіе и теплые столбы воздуха надъ склонами. Поверхности равныхъ давленій окажутся поэтому ночью наклоненными отъ склоновъ къ долинѣ и создадутъ соотвѣтственные градіенты, направленные обратно дневнымъ.



Черт. 133. Схема возникновенія горныхъ и долинныхъ вѣтровъ.

Горные и долинные вѣтры наиболѣе рѣзко выражены въ узкихъ, длинныхъ долинахъ. Днемъ восходящій потокъ вдоль склоновъ, перенося нижніе, влажные слои воздуха вверхъ и заставляя ихъ при этомъ подъемѣ адіабатически вслѣдствіе расширенія охлаждаться, окутываетъ горы въ около полуденные часы типичными горными облаками, тогда какъ въ утренніе часы склоны горъ свободны отъ облаковъ,—явленіе, постоянно наблюдаемое въ теплое время года жителями горъ. На температуру эти вѣтры вліяютъ слабо; относительная влажность на склонахъ обыкновенно подъ вліяніемъ долинныхъ вѣтровъ увеличивается.

80. **Муссоны.** Разница между бризами и муссонами — только въ періодѣ явленія и его масштабѣ; при этомъ послѣдній является

слѣдствіемъ перваго. Такимъ же совершенно образомъ, какъ и въ бризѣ, неодинаковость нагрѣванія и охлажденія суши и водныхъ бассейновъ въ теченіе года создаетъ градіенты, направленные въ лѣтніе мѣсяцы съ воды на сушу, зимою съ суши на воду въ нижнихъ слояхъ атмосферы; вверху,—на нѣкоторой высотѣ, — вѣтры должны быть обратны нижнимъ. Нужно, конечно, при этомъ различать тѣ вѣтры годичнаго періода, которые ограничиваются смѣною морскихъ вѣтровъ лѣтомъ на материковые зимою, не внося существенныхъ измѣненій въ погоду, отъ типичныхъ муссоновъ. Для послѣднихъ зима—сухое, ясное, бѣдное осадками время года, а лѣто отличается большою относительною и абсолютною влажностью, большою облачностью, обильными осадками;—таковы настоящіе муссоны, тогда какъ вѣтры первой категоріи—только морскіе и береговые бризы въ увеличенномъ размѣрѣ.

Настоящіе, типичные муссоны, какъ вѣтры, вызываемые годичными колебаніями температуры, наблюдаются исключительно въ среднихъ или низкихъ широтахъ.

Въ тѣхъ случаяхъ, когда въ данной мѣстности преобладаютъ постоянные вѣтры извѣстнаго направленія, явленіе же муссона выражено сравнительно слабо, наблюдаются, какъ и въ бризахъ, колебанія постояннаго вѣтра въ теченіе года около нѣкотораго средняго направленія: вѣтеръ испытываетъ *муссонныя вліянія*.

Уже по самому происхожденію муссоновъ можно видѣть, что смѣна вѣтровъ отъ одного къ другому въ типичномъ муссонѣ должна быть связана съ глубокими измѣненіями погоды. Въ настоящемъ муссонѣ на сушѣ лѣто—всегда время большой абсолютной и относительной влажности и облачности и обильныхъ осадковъ, зима,—наоборотъ,—сухое время года съ малой облачностью и яснымъ небомъ. Причина понятна, если принять во вниманіе, что массы воздуха лѣтомъ при переходѣ съ поверхности водъ на сушу здѣсь получаютъ вертикальную слагающую; результатомъ восходящаго движенія является охлажденіе массъ воздуха со всѣми его послѣдствіями; въ зимнее время обратно надъ материкомъ существуетъ нисходящій токъ воздуха съ адіабатическимъ нагрѣваніемъ опускающихся массъ, результатомъ котораго будетъ уменьшеніе влажности.

Изслѣдованія, произведенныя въ Индіи надъ высотою того слоя воздуха, котораго достигаютъ муссоны, показали, что зимній муссонъ доходитъ до 2000 м. высоты; лѣтній муссонъ простирается еще выше,—до 4000 м. [1]).

---

[1]) Для характеристики того, какъ вліяютъ эти вихри на погоду и какъ распредѣляются осадки въ типичной области муссоновъ въ зависимости отъ

Наиболѣе характерною изъ всѣхъ областей муссоновъ оказывается южный берегъ Азіатскаго материка; здѣсь зимою дуютъ NE вѣтры того же направленія, какъ и пассаты, лѣтомъ — SW вѣтры. Подъ вліяніемъ этихъ вѣтровъ сѣверо-восточный пассатъ зимою настолько усиливается здѣсь, что переходитъ чрезъ экваторъ, получая вслѣдствіе суточнаго вращенія земли все болѣе и болѣе восточное направленіе. а экваторіальный поясъ тишины отодвигается къ югу отъ экватора. Лѣтомъ SW—муссонъ сѣвернаго полушарія, вслѣдствіе своего океаническаго происхожденія, при маломъ треніи на поверхности океана, достигаетъ значительной силы, и препятствуетъ развитію сѣверо-восточнаго пассата; юго-восточный пассатъ южнаго полушарія переходитъ чрезъ экваторъ въ сѣверное, поворачиваетъ здѣсь къ востоку и сливается съ SW—муссономъ, такъ что экваторіальная полоса затишья въ это время года здѣсь совершенно отсутствуетъ. Этотъ юго-западный муссонъ по своей силѣ значительно превосходитъ зимній: разности температуръ между сушею и океаномъ въ это время года здѣсь гораздо больше, чѣмъ зимою.

81. **Пассаты.** Причина возникновенія пассатовъ была разъяснена въ обзорѣ общаго круговорота атмосферы. Къ сказанному тамъ остается добавить еще, что пассаты представляютъ собою чрезвычайно правильныя и однообразныя воздушныя теченія со скоростью 6—8 м. въ секунду, развитыя вполнѣ и обладающія наибольшимъ постоянствомъ на океанахъ; на материкахъ мѣстныя вліянія создаютъ уже меньшее однообразіе въ направленіи градіентовъ и вѣтровъ.

Такъ какъ въ областяхъ пассатовъ воздухъ движется въ нижнихъ слояхъ атмосферы отъ широтъ съ низшей температурой къ мѣстностямъ съ наивысшей температурою, то въ областяхъ этихъ, вслѣдствіе постепеннаго повышенія температуры движущихся массъ воздуха, погода преобладаетъ ясная съ рѣдкими, слабыми и не продолжительными осадками. Экваторіальная область затишья, гдѣ массы воздуха получаютъ восходящее движеніе,—область большой облачности и большихъ количествъ осадковъ; внѣтропическія области затишья на полярныхъ границахъ пассатовъ, гдѣ массы воздуха имѣютъ нисходящее движеніе,—напротивъ отличаются ясною, тихою погодою. При существованіи восточной слагающей въ областяхъ пассатовъ вполнѣ понятенъ фактъ, устанавливаемый наблюденіями, что на восточной сторонѣ океановъ пассаты всегда болѣе развиты и

ихъ направленія, могутъ служить приводимыя далѣе цифры, относящіяся къ области Индійскаго муссона. Такъ напр. для Бомбея (18°,2 с. ш., 72°,8 в. д).—годовая сумма 1880 мм.; за отдѣльные мѣсяцы—суммы: Декабрь—1 мм., Январь—3 мм., Февраль—1 мм., Мартъ—0 мм., Апрѣль—1 мм.; Іюль—624 мм. Для Махаблешвара (17°,9 с. ш., 73°,6 в. д.)—годовая сумма—6807; за отдѣльные мѣсяцы—суммы: Декабрь—8, Январь—8, Февраль—1, Мартъ—8 мм.; Іюнь—1208, Іюль—2680, Августъ—1843 мм. За весь зимній періодъ (Дек.—Апр.) мѣстами здѣсь въ Индіи выпадаетъ не болѣе 1% годового количества, а за два самыхъ дождливыхъ мѣсяца лѣтняго муссона не менѣе 60% этой суммы.

дальше заходятъ, нежели на западной. Наконецъ такъ какъ разность температуръ между экваторомъ и полюсомъ больше въ зимнее полугодіе, чѣмъ въ лѣтнее, зимній пассатъ каждаго полушарія всегда сильнѣе и правильнѣе развитъ, чѣмъ лѣтній.

Наблюденія надъ пассатными вѣтрами устанавливаютъ, что экваторіальныя и полярныя границы областей пассатовъ не остаются въ теченіе года неподвижными. Эти передвиженія стоятъ въ связи съ движеніями термическаго экватора т. е. области наибольшаго нагрѣванія воздуха. Слѣдующая табличка даетъ положеніе пассатовъ въ мартѣ и сентябрѣ.

Мартъ.

	Атлант. ок.				Тихій ок.			
NE пассатъ	отъ 20°	до	3°	с. ш.	отъ 25°	до	5°	с. ш.
Область экв. затишья	» 3	»	0		» 5	»	3	
SE пассатъ.	» 0	»	25	ю. ш.	» 3	»	25	ю. ш.

Сентябрь.

	Атлант. ок.				Тихій ок.			
NE пассатъ	отъ 35°	до	11°	с. ш.	отъ 30°	до	10°	с. ш.
Область экв. затишья	» 11	»	3		» 10	»	7	
SE пассатъ.	» 3	»	25	ю. ш.	» 7	»	20	ю. ш.

Область экваторіальнаго затишья остается такимъ образомъ постоянно къ сѣверу отъ экватора, NE пассатъ заходитъ наиболѣе далеко на сѣверъ въ сентябрѣ (лѣто и осень сѣвернаго полушарія), SE пассатъ опускается наиболѣе къ югу въ мартѣ (лѣто и осень южнаго полушарія).

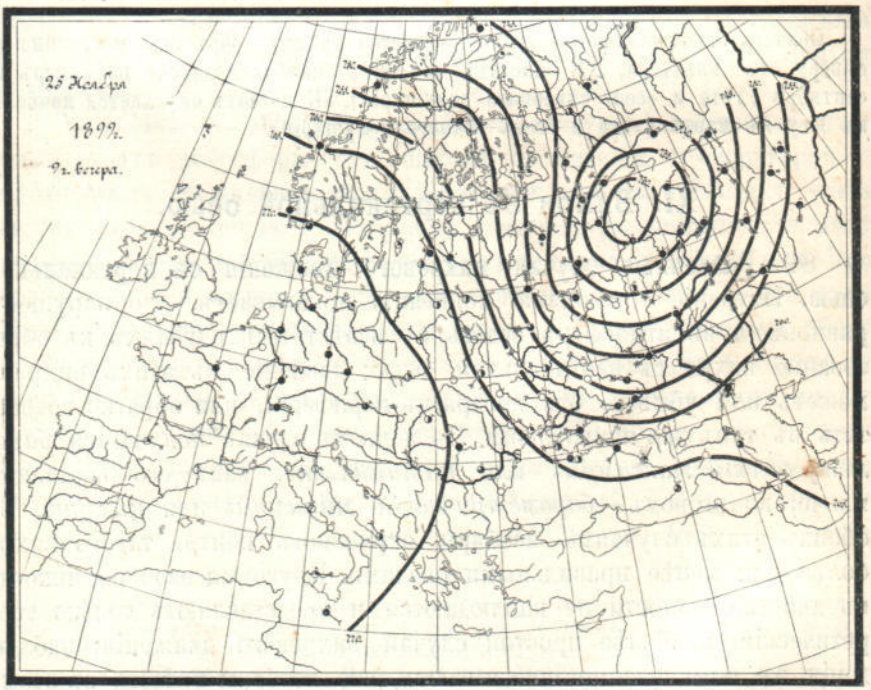
XI. Вихри съ вертикальной осью.

82. **Различные случаи вихревого движенія съ вертикальною осью.** Изученіе механизма конвекціи показываетъ, что нарушеніе равновѣсія въ атмосферѣ ведетъ въ извѣстныхъ случаяхъ къ образованію вихря съ вертикальной осью; давленіе въ этихъ вихряхъ можетъ или убывать отъ центра къ периферіи, или обратно возрастать въ томъ же направленіи. Въ первомъ случаѣ получается *барометрическій максимумъ* или *антициклонъ*, какъ его называютъ иначе, во второмъ—*барометрическій минимумъ* или *циклонъ*. Въ обоихъ этихъ случаяхъ изобары окружаютъ центръ такого вихря болѣе или менѣе правильными овалами. Круговыя изобары никогда въ дѣйствительности не наблюдаются и представляютъ только теоретическій, наиболѣе простой случай вихревого движенія; наблюденія же обыкновенно показываютъ, что изобары имѣютъ въ этомъ случаѣ конвекціи форму, приближающуюся къ эллипсамъ, и только въ тропическихъ циклонахъ центральныя изобары иногда близки къ формѣ круговъ. Не рѣдко наблюденія, устанавливая несомнѣнную

наличность центра пониженнаго или повышеннаго давленія, показываютъ однако, что вызвавшее конвекцію возмущеніе, занимая иногда большія пространства, оказывается недостаточнымъ, для того, чтобы развилась типичная форма барометрическаго минимума или максимума; въ этомъ случаѣ изобары имѣютъ неправильную форму и даютъ не рѣзко очерченныя *области пониженнаго давленія* (или *барометрическія депрессіи*) или *повышеннаго давленія*.

83. **Барометрическій минимумъ.** При развившемся барометрическомъ минимумѣ, какъ это было уже указано ранѣе (стр. 256, черт. 116), массы воздуха должны внизу притекать къ центру вихря по спиралямъ, закручивающимся обратно часовой стрѣлкѣ въ сѣверномъ полушаріи, по часовой стрѣлкѣ въ южномъ; направленіе вѣтра должно составлять съ направленіемъ градіента и съ изобарами на всей площади вихря уголъ, зависящій только отъ широты мѣста и коэффиціента тренія.

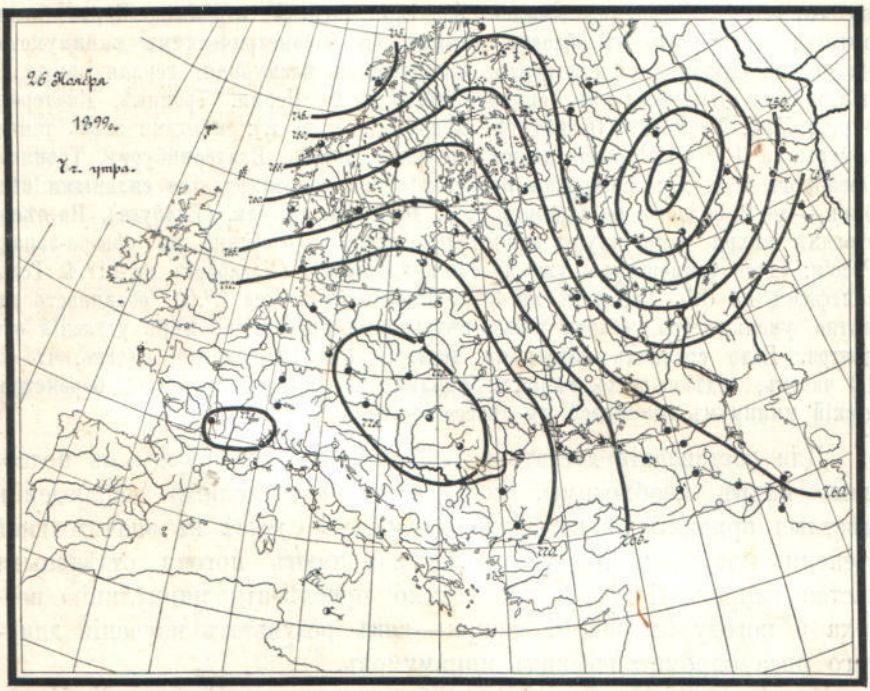
Черт. 134 и 135 представляютъ барометрическій минимумъ, какимъ онъ является на обычныхъ синоптическихъ картахъ въ ежедневномъ Бюллетенѣ Гл. Физ. Обс.; карты [1]) даютъ наглядное изображеніе погоды вблизи земной



Черт. 134. Уменьшенная карта погоды 25 ноября 1899 г. въ 9 ч. веч.

[1]) Черт. 134 и 135 представляютъ уменьшенныя копіи съ картъ ежедневнаго Бюллетеня. Для пониманія такой карты необходимо имѣть въ виду слѣдую-

поверхности; черт. 135 даетъ распредѣленіе погоды для всей Европы въ 7 час. утра 26 ноября 1899 г. Расположеніе изобаръ указываетъ довольно глубокій барометрическій минимумъ, центръ котораго близь Вятки (здѣсь



Черт. 135. Уменьшенная карта погоды 26 ноября 1899 г. въ 7 ч. у.

давленіе на уровнѣ моря 734.9 мм.). Отсюда во всѣ стороны давленіе повышается и въ центральной Европѣ обрисовывается центръ повышеннаго

щее. На основаніи единовременныхъ наблюденій, сообщаемыхъ въ Г. Ф. О., на этой картѣ сплошными линіями проведены изобары. При кружечкахъ, соотвѣтствующихъ станціямъ, присылающимъ телеграфныя сообщенія о погодѣ въ Г. Ф. О., цифрами обозначаются температуры въ моментъ наблюденія, стрѣлками — направленіе вѣтра; число штриховъ на стрѣлкахъ даетъ силу вѣтра въ шкалѣ Бофорта. Степень затѣненія кружечка выражаетъ облачность: незатѣненный кружечекъ соотвѣтствуетъ совершенно безоблачному небу; при небѣ, совершенно покрытомъ облаками, кружечекъ затѣняется цѣликомъ; затѣненіе на $1/4$, $1/2$, $3/4$ соотвѣтствуетъ небу, покрытому въ такой же части облаками. Наконецъ особые условные знаки служатъ для отмѣтки различныхъ метеорологическихъ явленій; списокъ этихъ условныхъ обозначеній приводится обыкновенно при картѣ.

Въ Бюллетенѣ, какъ уже упоминалось, содержатся синоптическія карты для 7 ч. у. дня наблюденія и для 9 час. веч. предшествующаго дня. Кромѣ того на двухъ остальныхъ страницахъ Бюллетеня приводятся цифровыя данныя, которыя послужили для построенія картъ. При картахъ дается всегда краткій обзоръ погоды на основаніи Бюллетеня и, когда это возможно, предсказаніе погоды на 1 сутки впередъ.

давленія (Краковъ 776.2). Если прослѣдить направленіе вѣтровъ въ области барометрическаго минимума, принимая за границу таковаго изобару 755 мм., то не трудно убѣдиться, что въ общемъ, исключая единичныя, случайныя отступленія, вѣтры дѣйствительно приносятъ массы воздуха къ центру вихря по спиралямъ, закручивающимся обратно часовой стрѣлкѣ. Карта показываетъ далѣе, что въ области, занимаемой барометрическимъ минимумомъ, на правой сторонѣ отъ его центра преобладаетъ пасмурная, теплая погода съ часто обильными осадками (сильная оттепель въ Перми, Троицкѣ, Екатеринбургѣ, Уфѣ, Уральскѣ, Оренбургѣ, Астрахани и т. д.); мѣстами здѣсь температуры на 10°—12° выше нормы (Чердынь, Пермь, Екатеринбургъ, Троицкъ, Оренбургъ и т. д.); пасмурная погода мѣстами сопровождается сильными вѣтрами,—до 9 балловъ по Бофорту т. е. до 20 м. въ сек. (Елабуга). На лѣвой сторонѣ вихря температуры значительно ниже, — особенно на сѣверо-западѣ Россіи: здѣсь температуры уже далеко ниже нормы (Улеаборгъ на 11°.4, Гельсингфорсъ на 6.5, Харьковъ на 3°.1, Елизаветградъ на 3°.6); облачность замѣтно уменьшается, осадки рѣже, вѣтры ослабѣваютъ по мѣрѣ удаленія отъ центра. Если сравнить карты на черт. 134 и 135, легко видѣть, что за 10 часовъ, отдѣляющихъ моменты наблюденій для той и другой, барометрическій минимумъ сдвинулся къ сѣверо-востоку.

Для составленія достаточно полной картины погоды въ подобномъ вихрѣ необходимы, конечно, многочисленныя наблюденія: мѣстныя причины въ каждомъ отдѣльномъ случаѣ въ значительной степени могутъ и дѣйствительно измѣняютъ погоду отдѣльныхъ частей вихря. Поэтому необходимо прослѣдить циркуляцію воздуха и погоду въ районѣ вихря—какъ результатъ изученія длиннаго ряда барометрическихъ минимумовъ.

Изслѣдованія Кл. Лея и Гильдебрандссона для Европы, Х. Кляйтона для Америки устанавливаютъ, что вокругъ барометрическаго минимума болѣе или менѣе полно наблюдается въ дѣйствительности предсказываемая теоріею циркуляція массъ воздуха.

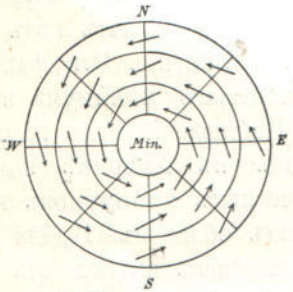
Черт. 136 и 137 даютъ по Гильдебрандссону, какъ среднее изъ многочисленныхъ наблюденій, систему вѣтровъ вокругъ центра вихря вблизи земной поверхности и на высотѣ перистыхъ облаковъ; концентрическія окружности на чертежахъ представляютъ собою внутреннюю и внѣшнюю части вихря. Направленіе вѣтра вокругъ минимума въ различныхъ его частяхъ представлено стрѣлками, поставленными на черт. 136 и 137.

Изъ этихъ чертежей ясно видно, что въ барометрическомъ минимумѣ вообще нижніе вѣтры составляютъ съ градіентомъ вездѣ уголъ, меньшій 90°, въ среднемъ около 66°, вправо отъ направленія градіента. Въ нижнемъ слоѣ массы воздуха, значитъ, дѣйствительно движутся къ центру вихря. Верхнія теченія, наблюдаемыя по движенію перистыхъ облаковъ, напротивъ, направлены отъ центра вихря къ периферіи; только во внутренней части вихря въ лѣвой его сторонѣ вѣтры на высотѣ перистыхъ облаковъ (черт. 137) направлены къ центру.

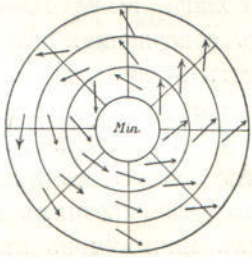
Такимъ образомъ надъ барометрическимъ минимумомъ, наблюдаемымъ вблизи земной поверхности, на высотѣ перистыхъ обла-

ковъ всегда существуетъ оттокъ воздуха отъ центра къ периферіи, которымъ притекающія снизу массы воздуха выносятся изъ вихря снова въ окружающую атмосферу. На нѣкоторой средней высотѣ должны существовать переходныя отъ нижнихъ къ верхнимъ теченія въ области минимума; на этой высотѣ массы воздуха будутъ, слѣдовательно, двигаться по изобарамъ. Наблюденія дѣйствительно показываютъ, что это такъ и есть на высотѣ кучевыхъ и слоисто-кучевыхъ облаковъ.

Направленіе вѣтровъ въ барометрическомъ минимумѣ соотвѣтствуетъ такимъ образомъ внизу, у земной поверхности закону Бюйсъ-Балло; *центръ минимума лежитъ дѣйствительно всегда налѣво впереди отъ наблюдателя, расположившагося лицомъ въ ту сторону, куда дуетъ вѣтеръ; надъ минимумомъ перистыя облака тому же наблюдателю всегда будутъ казаться движущимися вправо отъ направленія нижняго вѣтра.*



Черт. 136. Направленіе вѣтровъ вблизи земной поверхности въ барометрическомъ минимумѣ по Гильдебрандссону.



Черт. 137. Направленіе вѣтровъ на высотѣ перистыхъ облаковъ въ минимумѣ по Гильдебрандссону.

Наблюденія надъ движеніемъ перистыхъ облаковъ, приведенныя выше на черт. 137, опредѣленно говорятъ однако, что механизмъ движенія воздушныхъ массъ, обычно наблюдаемый въ минимумѣ, не вполнѣ отвѣчаетъ схемѣ циркуляціи, рисующейся на основаніи общихъ соображеній о механизмѣ конвекціи. Если бы надъ барометрическимъ минимумомъ, какъ въ теоретически разобранномъ случаѣ термической конвекціи, существовали градіенты, направленные отъ центра къ периферіи, подъ дѣйствіемъ суточнаго вращенія земли около оси движеніе это должно было бы происходить по логариѳмической спирали, совершенно подобной той, какая получается внизу у земной поверхности,—только движеніе здѣсь было бы направлено *по часовой стрѣлкѣ*. Въ дѣйствительности движеніе на высотѣ перистыхъ облаковъ въ барометрическомъ минимумѣ идетъ иначе,—такъ, какъ будто *массы воздуха и наверху по инерціи продолжаютъ двигаться въ томъ же направленіи, какъ двигались внизу*, и если бы градіентъ здѣсь былъ направленъ отъ центра къ периферіи, то онѣ какъ бы отклоняются отъ него влѣво, ясно этимъ показывая, что здѣсь движеніе происходитъ не подъ дѣйствіемъ

направленныхъ внаружу градіентовъ, а по инерціи — *по тому же направленію, какъ и внизу.*

Тоже самое, какъ уже было замѣчено въ своемъ мѣстѣ (ср. стр. 280), наблюдается и въ полярныхъ вихряхъ великой атмосферной циркуляціи.

Съ удаленіемъ отъ земной поверхности давленіе быстро уменьшается, слѣдовательно увеличивается объемъ поднимающихся воздушныхъ массъ; въ тоже время съ удаленіемъ отъ земли убываетъ, какъ было показано ранѣе, коэффиціентъ тренія, и скорость движенія массъ воздуха растетъ параллельно его уменьшенію. Чтобы при этихъ условіяхъ могли въ высокихъ слояхъ атмосферы помѣститься приносимыя нижними теченіями минимума массы воздуха, чтобы здѣсь не происходило, значитъ, накопленія воздуха, притокъ воздуха въ барометрическомъ минимумѣ на сравнительно уже небольшихъ высотахъ долженъ переходить въ оттокъ. Наблюденія дѣйствительно показываютъ, что на высотахъ много ниже перистыхъ облаковъ вѣтры въ минимумѣ направлены внаружу; а высокія облака, выше 10—15 км., нерѣдко уже имѣютъ надъ минимумомъ совершенно независимое отъ него движеніе. Эти факты заставляютъ думать, что высоту барометрическаго минимума вообще нужно считать не болѣе 10—15 км. Наблюденія надъ направленіемъ и скоростями движенія облаковъ въ Америкѣ показали Биджелоу, что здѣсь высота барометрическихъ минимумовъ не достигаетъ даже среднихъ высотъ перистыхъ облаковъ. И для Европейскихъ минимумовъ въ большинствѣ случаевъ высота эта рѣдко превосходитъ 4 км. Параллельно съ этимъ горизонтальные поперечники этихъ вихрей достигаютъ нѣсколькихъ сотенъ и даже тысячъ километровъ. Барометрическій минимумъ представляетъ собою такимъ образомъ *очень плоскую, растянутую по горизонтальному направленію вихревую систему*, высота которой обыкновенно не превосходитъ 2—5% ея поперечника.

Форма изобаръ для барометрическаго минимума, какъ уже было указано, обыкновенно приближается къ эллиптической. Большая ось эллипса направлена въ Европѣ отъ WSW къ ENE, въ Сѣв. Америкѣ на N35°E. Средній радіусъ барометрическаго минимума, считая его периферію по изобарѣ 760 мм., въ Сѣв. Америкѣ достигаетъ 1200 км., на Атлантическомъ океанѣ до 1600 км.; въ исключительныхъ случаяхъ наблюдались еще большіе поперечники. Когда рядъ барометрическихъ минимумовъ слѣдуетъ одинъ за другимъ, область пониженнаго давленія можетъ растянуться до 10000 км. Отношеніе наибольшаго къ наименьшему поперечнику можно считать для барометрическаго минимума въ среднемъ равнымъ 1.8.

Изобары распредѣляются въ области минимума обыкновенно неравномѣрно. Онѣ наиболѣе тѣсно сближены на южной сторонѣ вихря въ Западной Европѣ, въ Сѣв. Америкѣ и въ Россіи — на западной. Градіентъ, который измѣряется

паденіемъ давленія на длинѣ 1° широты, оказывается наибольшимъ на небольшихъ разстояніяхъ отъ центра. Сила вѣтра, пропорціональная градіенту, въ среднемъ наибольшей величины достигаетъ на южной и западной сторонѣ вихря,—тамъ, гдѣ градіентъ наибольшій.

Уголъ, составляемый вѣтромъ съ направленіемъ градіента, не можетъ оставаться на всей площади вихря постояннымъ; онъ будетъ наибольшимъ тамъ, гдѣ больше скорости вѣтра и гдѣ меньше коэффиціентъ тренія. Для Европейскихъ минимумовъ на западной сторонѣ вихря углы больше, чѣмъ на восточной. Слѣдующая табличка даетъ, по Арреніусу, очень наглядное представленіе объ измѣненіяхъ этого угла въ зависимости отъ коэффиціента тренія [1]). Наблюденія даютъ этотъ средній уголъ отклоненія отъ градіента: для Сѣвернаго Атлант. океана 80°, Зап. и Сѣв. Европы 68°, Средняя Европы 44°, Соедин. Штатовъ С.-А. 43°, горы Шнеекоппе (1600 м.) 74°.

Уголъ отклоненія дѣйствительно въ гористой, пересѣченной материковой мѣстности (Средн. Европа, Соед. Штаты)—наименьшій, на океанахъ наибольшій. Уголъ отклоненія мало измѣняется по мѣрѣ удаленія отъ центра вихря; онъ измѣняется только въ зависимости отъ силы вѣтра и отъ величины градіента. По Шпиндлеру для Либавы:

средній градіентъ	1.5	2.0	2.6	мм.,
средняя скорость вѣтра	7.2	13.3	21.4	м. въ сек.,
средній уголъ отклоненія	61°	64°	70°.	

Величина градіента для минимумовъ среднихъ широтъ рѣдко превышаетъ—4—5 мм. на 1° широты: въ одномъ случаѣ (въ Шотландіи 14 окт. 1881) наблюдался градіентъ въ 13 мм.; больше 15 мм. градіенты наблюдаются только въ тропическихъ циклонахъ или штормахъ.

84. **Обликъ погоды въ барометрическомъ минимумѣ.** Погода въ различныхъ частяхъ вполнѣ развившагося барометрическаго минимума опредѣляется адіабатическими измѣненіями состоянія воздуха подъ вліяніемъ вертикальной слагающей во первыхъ и системою вѣтровъ, возникающихъ вокругъ центра пониженнаго давленія вблизи земной поверхности во вторыхъ. Эти двѣ причины создаютъ для различныхъ частей минимума чрезвычайно типичный обликъ погоды.

Прежде чѣмъ говорить о погодѣ различныхъ частей барометрическаго минимума, необходимо замѣтить вообще, что циркуляція воздуха, образующаяся вокругъ центра слабаго давленія, стремится выполнить образовавшееся пониженіе давленія тѣми массами, кото-

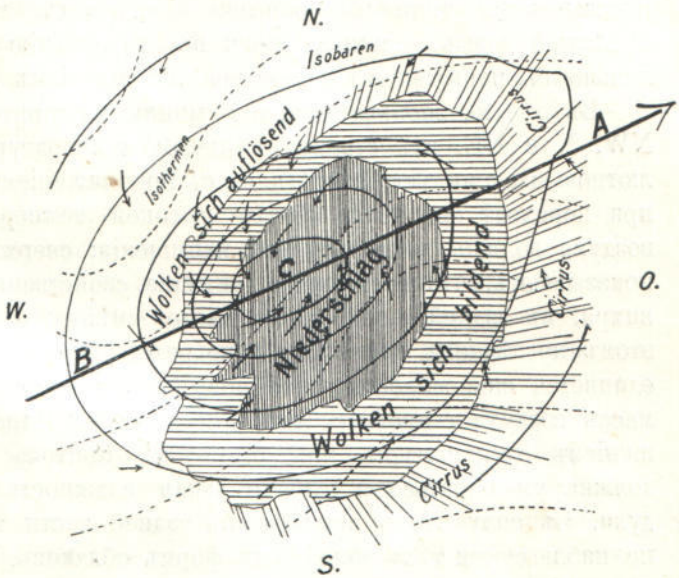
---

[1]) На синоптическихъ картахъ иногда для отдѣльныхъ станцій направленіе вѣтра не только не совпадаетъ съ градіентомъ, но даже составляетъ съ нимъ тупой уголъ. Это, очевидно, или результатъ инерціи движущихся массъ воздуха, когда послѣ измѣненія направленія градіента движеніе еще продолжается по прежнему его направленію; или же это можетъ быть результатомъ мѣстныхъ вліяній, ускользающихъ отъ взгляда при маломъ числѣ станцій и маломъ масштабѣ картъ и при сравнительно рѣдко (чрезъ 5 мм.) проведенныхъ изобарахъ.

рыя движутся по низу; наоборотъ оттокъ, образующійся вверху минимума, стремится поддержать или усилить вихрь. Само собою разумѣется, что въ такомъ случаѣ, когда притокъ преобладаетъ надъ оттокомъ воздушныхъ массъ, возникшій барометрическій минимумъ будетъ мало по малу выполняться или заравниваться; обратно минимумъ развивается, усиливается, если оттокъ значительно превышаетъ притокъ воздуха. Тоже самое соотношеніе между притокомъ и оттокомъ наблюдается не только въ вертикальномъ направленіи, но и въ горизонтальномъ. Вслѣдствіе чрезвычайно большого разнообразія въ физическихъ свойствахъ различныхъ точекъ земной поверхности образовавшійся минимумъ никогда не будетъ въ дѣйствительности вполнѣ симметричнымъ во всѣхъ своихъ частяхъ: всегда притокъ или оттокъ съ одной стороны будутъ сильнѣе, нежели съ другой. А тогда совершенно естественно, что образовавшійся минимумъ будетъ стремиться перемѣщаться въ извѣстномъ направленіи туда именно, гдѣ происходитъ наиболѣе сильный оттокъ, или оттуда, гдѣ происходитъ наиболѣе сильный притокъ. Далѣе будутъ подробно разобраны причины перемѣщенія этихъ вихрей; теперь только важно указать, что обыкновенно *минимумъ перемѣщается по земной поверхности въ нѣкоторомъ направленіи и это направленіе его перемѣщенія тѣснѣйшимъ образомъ связано съ распредѣленіемъ погоды въ области вихря.*

Вслѣдствіе неодинаковости физическихъ условій различныя точки земной поверхности будутъ имѣть одновременно неодинаковую температуру, а вмѣстѣ съ нею неодинаковую и абсолютную, и относительную влажность. Поэтому въ различныя части барометрическаго минимума, занявшаго достаточно большую площадь, должны притекать различныя по температурѣ и влажности воздушныя массы. Приближаясь къ центру вихря по спиралямъ, онѣ получаютъ быстро растущія вертикальныя слагающія, и горизонтальное ихъ перемѣщеніе, съ приближеніемъ къ центру вихря, превращается въ восходящее движеніе, совершающееся съ постепенно растущими въ вертикальномъ направленіи скоростями. Чѣмъ влажнѣе воздухъ, тѣмъ скорѣе дойдетъ онъ при адіабатическомъ пониженіи температуры вслѣдствіе восходящаго движенія до насыщенія водяными парами; чѣмъ выше его температура, тѣмъ большее количество паровъ будетъ онъ содержать и тѣмъ больше количество воды перейдетъ, слѣдовательно, въ капельно-жидкое состояніе при конденсаціи. Вслѣдствіе этого-то различныя части барометрическаго минимума и имѣютъ прежде всего чрезвычайно типичную для нихъ облачность съ болѣе или менѣе обильными осадками.

При нормальномъ распредѣленіи температуръ по земной поверхности какъ эти температуры, такъ и абсолютныя влажности должны убывать отъ экватора къ полюсамъ. Параллельно съ этимъ барометрическіе минимумы среднихъ широтъ движутся въ сѣверномъ полушаріи обыкновенно въ срднемъ отъ WSW на ENE. При этихъ условіяхъ черт. 138 даетъ типичное распредѣленіе метеорологическихъ элементовъ въ области минимума. Линія AB на чертежѣ представляетъ направленіе движенія; C — центръ вихря; этотъ центръ сомкнутыми овалами окружаютъ изобары (сплошныя линіи); небольшія стрѣлки показываютъ направленіе вѣтра въ разныхъ частяхъ вихря. Въ правую, *переднюю по направленію движенія* часть минимума притекаютъ, описывая спирали, массы воздуха съ SE, S, SW, — слѣдовательно массы воздуха, имѣющаго температуру болѣе высокую и вслѣдствіе того большую абсолютную влажность, чѣмъ воздухъ около центра минимума. Охлаждаясь уже отъ движенія къ сѣверу, эти теплыя и влажныя массы воздуха еще быстрѣе охлаждаются, начиная съ приближеніемъ къ средней части вихря подыматься вверхъ; при этомъ онѣ быстро достигаютъ насыщенія. Чѣмъ выше онѣ поднимаются, тѣмъ больше переходитъ паровъ въ жидкое состояніе, тѣмъ гуще, слѣдовательно, должны быть облака, изъ этихъ паровъ образующіяся. По мѣрѣ конденсаціи облака начинаютъ разрѣшаться дождемъ, который къ центру вихря становится все интензивнѣе и обильнѣе. Поднявшись на большія высоты, вода переходитъ въ твердое состояніе; наверху минимума образуются поэтому облака изъ ледяныхъ кристалловъ. Подхваченныя вверху теченіями, направленными къ востоку, эти



Черт. 138. Схема распредѣленія погоды въ области минимума.

облака въ видѣ мощнаго покрова изъ перистыхъ формъ далеко растягиваются впереди минимума съ его восточной стороны; съ приближеніемъ къ центру они переходятъ сначала въ перистослоистыя, затѣмъ въ высоко-слоистыя (*«блѣдное»* солнце или луна); еще ближе къ центру вихря на фонѣ этихъ высокослоистыхъ облаковъ показываются типичные обрывки дождевыхъ, начинается мелкій обложной дождь, усиливающійся по направленію къ центру параллельно съ пониженіемъ барометра и усиленіемъ вѣтра.

Въ лѣвую, *заднюю* сторону минимума притекаютъ вѣтры отъ NW, N и NE, изъ странъ съ низкою температурою и малою абсолютною влажностью. Нагрѣваясь съ приближеніемъ къ центру вихря при переходѣ въ мѣста болѣе высокой температуры, эти массы воздуха должны удаляться отъ насыщенія; сверхъ того наблюденія показываютъ, что восходящее движеніе, свойственное передней части вихря, въ задней его сторонѣ часто смѣняется *нисходящимъ*. Въ этомъ послѣднемъ случаѣ къ непосредственному нагрѣванію присоединяется еще адіабатическое повышеніе температуры, и нагрѣваніе массъ воздуха становится еще интензивнѣе. Параллельно съ повышеніемъ температуры при отсутствіи притока водяныхъ паровъ должна уменьшаться и относительная влажность этихъ массъ воздуха. Въ силу этихъ причинъ въ задней части минимума никогда не наблюдается тѣхъ обложныхъ формъ облаковъ, какія свойственны передней части вихря. По мѣрѣ удаленія отъ центра вихря въ эту сторону плотныя дождевыя облака съ обильными осадками быстро ослабѣваютъ, переходятъ въ слоисто-кучевыя, чаще въ высоко-кучевыя или разорванно-кучевыя. Въ просвѣтѣ между облаками появляется ясное небо; временами солнечная, ясная погода смѣняется здѣсь быстро проходящими дождями и на небольшомъ разстояніи отъ центра вихря наступаетъ полное проясненіе неба.

Параллельно съ этими типичными облачностью и осадками рѣзко различаются и температуры обѣихъ частей барометрическаго минимума. Теплыя южныя теченія, большая облачность,—какъ защита отъ потери тепла излученіемъ, и огромныя количества тепла выдѣляемыя при конденсаціи паровъ,—всѣ эти причины ведутъ къ тому, что температуры передней части барометрическаго минимума оказываются аномально повышенными,—особенно въ холодное время года, когда разности между температурами широтъ—наибольшія; лѣтомъ повышенная облачность, защищающая отъ инсоляціи земную поверхность, можетъ вести къ обратному распредѣленію температуръ въ барометрическомъ минимумѣ. Наоборотъ холодныя сѣверныя теченія при малой облачности производятъ пониженіе темпе-

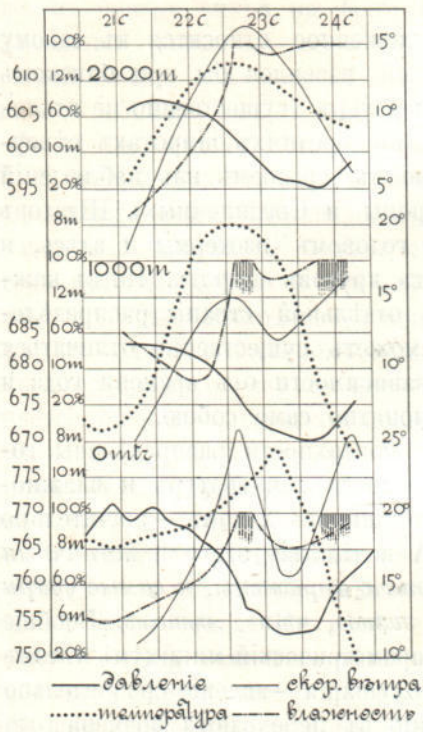
ратуръ сравнительно съ нормою въ задней, лѣвой части минимума. Совершенно потому же сѣверная сторона всегда холоднѣе южной части вихря. Пунктирныя линіи на черт. 138 показываютъ ходъ изотермъ въ области барометрическаго минимума; расположеніе изотермъ подтверждаетъ сказанное.

Само собою разумѣется, что изложенное относится къ такому барометрическому минимуму, который развился бы при близкомъ къ правильному распредѣленіи температуръ (существенно не отклоняющихся отъ круговъ параллелей въ среднихъ широтахъ сѣвернаго полушарія). Это дѣйствительно въ среднемъ изъ наблюденій имѣетъ мѣсто для центральной Европы и Соединенныхъ Штатовъ Сѣверной Америки: въ среднемъ годовомъ изотермы и здѣсь, и тамъ не уклоняются значительно отъ круговъ широтъ. Но въ каждомъ частномъ случаѣ, для каждой отдѣльной страны распредѣленіе погоды въ области минимума можетъ существенно отличаться отъ описаннаго: оно мѣняется въ зависимости отъ времени года и отъ мѣстныхъ условій. Сказанное понятно само собою.

Лѣтомъ температуры по земной поверхности распредѣлены гораздо равномѣрнѣе, чѣмъ зимою; разности температуръ и влажностей поэтому для двухъ различныхъ широтъ лѣтомъ—значительно меньше, чѣмъ въ зимніе мѣсяцы. А вслѣдствіе этого и *типичныя особенности погоды въ минимумѣ рѣзче выражены, и самые вихри болѣе глубоко и сильно развиты зимою, чѣмъ лѣтомъ.* Вообще нормально развившійся, глубокій барометрическій минимумъ лѣтомъ въ среднихъ широтахъ сѣвернаго полушарія—явленіе сравнительно рѣдкое, тогда какъ зимою и особенно въ переходныя времена года барометрическіе минимумы всегда отличаются и сравнительно большею глубиною, и правильною формою, и наконецъ типично развитыми особенностями погоды въ различныхъ своихъ частяхъ.

Когда распредѣленіе температуръ, а съ ними и влажностей отступаетъ отъ нормальнаго для того района, гдѣ развился барометрическій минимумъ, мѣняется соотвѣтственно этому и распредѣленіе погоды въ области вихря. При этомъ всегда тѣ вѣтры и та часть барометрическаго минимума будутъ, конечно, отличаться повышенными температурами, большою влажностью, значительною облачностью и болѣе интензивными осадками, куда притекаетъ воздухъ изъ мѣстъ съ высокою температурою и абсолютною влажностью; и наоборотъ болѣе низкія температуры, малая влажность и облачность всегда въ минимумѣ будутъ отвѣчать вѣтрамъ, притекающимъ изъ мѣстъ съ болѣе низкими температурами. Такъ на американскомъ восточномъ побережьи Атлантическаго океана вос-

точные вѣтры будутъ теплыми и влажными и, соотвѣтственно этому, восточная и сѣверная стороны минимума отличаются повышенными температурами и обильными осадками; западные же вѣтры здѣсь несутъ холодъ и сравнительную сухость.



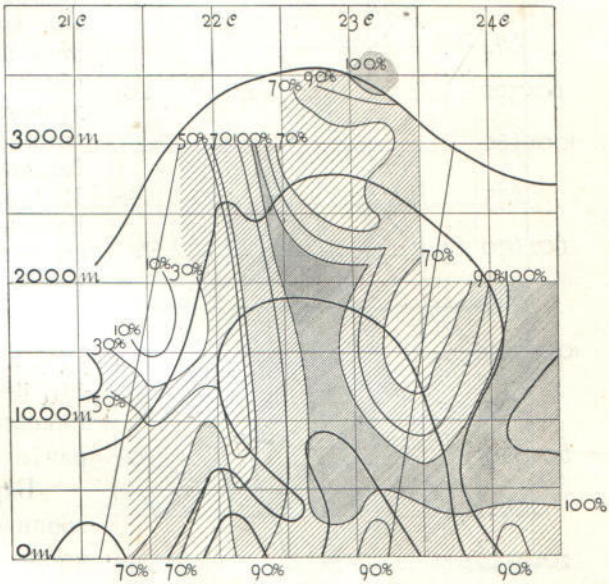
Черт. 139. Ходъ метеорологическихъ элементовъ въ барометрическомъ минимумѣ 21—24 сент. 1898 г. на различныхъ высотахъ.

Сторона минимума съ повышенными температурами, большой влажностью и обильными осадками всегда въ тоже время является и передней его частью, тогда какъ область пониженныхъ температуръ и бѣдныхъ осадковъ—всегда будетъ его задней частью. *Движеніе барометрическаго минимума всегда неизмѣнно связано съ распредѣленіемъ въ немъ погоды, и минимумъ движется впередъ тою частью, гдѣ температуры повышены, облачность и влажность велики и осадки обильны, оставляя позади ту часть, гдѣ температуры низки и вѣтры сухи.*

Въ вертикальномъ сѣченіи минимума, какимъ оно должно представляться на основаніи всего, сказаннаго выше, распредѣленіе облачности будетъ очень типичнымъ. Далеко къ востоку надъ вихремъ вытягивается тонкій покровъ перистыхъ облаковъ, постепенно переходящій въ болѣе плотныя перисто-слоистыя (Cr.—S), высокія слоистыя (Al.—S.) и дождевыя (N.) облака, дающія по мѣрѣ приближенія къ центру вихря усиливающіеся осадки. Въ задней сторонѣ вихря облака быстро разрѣшаются въ высокія кучевыя (Al.—Cu.), свидѣтельствующія, что здѣсь идетъ перемѣшиваніе слоевъ воздуха различныхъ температуръ и влажностей.

Чертежи 139 и 140 представляютъ ходъ метеорологическихъ элементовъ во время прохожденія минимума и сѣченіе вихря по непосредственнымъ записямъ, полученнымъ Ротчемъ при помощи змѣевъ на обсерваторіи Голубой горы (близъ Бостона въ Сѣв. Америкѣ). На черт. 139 изображены изотермы и линіи равной влажности на различныхъ высотахъ въ теченіе 4 дней (21—24 сент. 1898 г.), когда центръ барометрическаго минимума прошелъ чрезъ Бостонъ и

обсерваторію; вертикальная линія 23—24 сент. на черт. 140 даетъ центръ вихря. Чертежи эти дѣйствительно показываютъ, что температуры аномально повышены, влажности велики, осадки обильны въ передней части вихря; въ задней его части температуры быстро падаютъ, влажности же остаются безъ значительныхъ измѣненій. Въ центрѣ вихря обращаетъ на себя вниманіе вливающаяся сверху масса сухого воздуха, уменьшающая на высотахъ болѣе 1000 м. влажность до 70% и ниже, которая далѣе исчезаетъ при удаленіи отъ центра вихря. На чертежѣ 137 также уже было отмѣчено, что направленіе вѣтровъ въ задней части минимума для верхнихъ слоевъ атмосферы ясно указываетъ на движеніе здѣсь массъ воздуха, направленное къ центру вихря. Затѣмъ изученіе распредѣленія и хода метеорологическихъ элементовъ для минимумовъ и ранѣе уже привело Кл. Лея къ заключенію, что, по крайней мѣрѣ, въ нѣкоторыхъ изъ нихъ надо допустить нисходящее движеніе въ задней части вихря. Правда,—на черт. 141 и 142, дающихъ ходъ элементовъ и разрѣзъ въ другомъ минимумѣ здѣсь же 31 окт.—2 ноября 1899 г., ничего подобнго нѣтъ, и строеніе минимума болѣе отвѣчаетъ теоретическимъ представленіямъ.



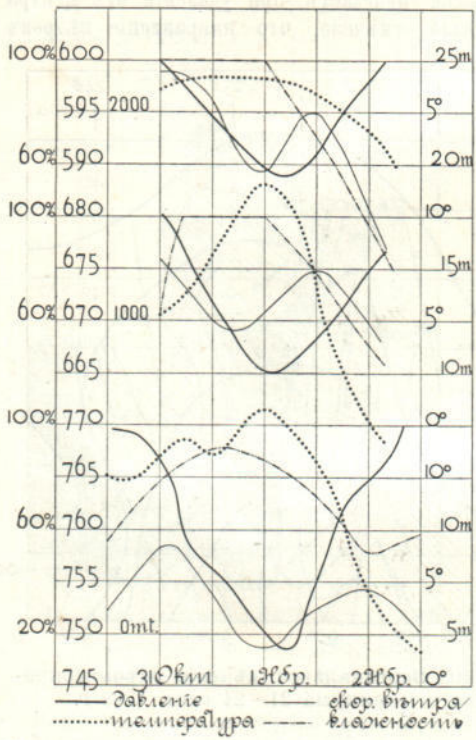
Черт. 140. Вертикальное сѣченіе барометрическаго минимума 21—24 сент. 1898 г.

Такимъ образомъ черт. 139 и 140 опредѣленно указываютъ, что *въ нѣкоторыхъ минимумахъ возможно въ центральной и задней части вихря не восходящее, а нисходящее движеніе массъ воздуха.* Въ тропическихъ штормахъ это явленіе постоянно имѣетъ мѣсто.

Въ достаточномъ согласіи съ приведенными выше наблюденіями Ротча стоятъ данныя, опубликованныя Тейссеранъ-де-Боромъ на основаніи полетовъ европейскихъ шаровъ-зондовъ. Черт. 143 даетъ схематическій набросокъ циркуляціи воздушныхъ массъ въ минимумѣ 27 апр. 1901 г.; здѣсь ясно видно нисходящее движеніе въ задней части минимума и мощный восходящій токъ въ передней. Интересно также слѣдующее: карта изобаръ и воздушныхъ теченій на высотѣ 9 км. для этого минимума показала, что высота минимума—менѣе 9 км., такъ какъ воздушныя теченія здѣсь подъ вліяніемъ вихря почти не испытали измѣненій.

Ось барометрическихъ минимумовъ, какъ это можно видѣть изъ чертежей 140 и 142, оказывается наклонною къ ихъ холодной сторонѣ: въ Америкѣ это—ихъ западная часть, въ западной Европѣ—сѣверо-западный квадрантъ.

Явленіе это находитъ себѣ объясненіе въ томъ, что паденіе барометра, вызываемое восходящимъ потокомъ, идетъ снизу, постепенно распространяясь на болѣе высокіе слои и наиболѣе сильно тамъ, гдѣ наибольшій притокъ теплаго и влажнаго воздуха. Въ тыльной же части, наоборотъ, имѣетъ мѣсто опусканіе внизъ холоднаго и сухого воздуха, повышающаго давленіе наиболѣе рѣзко внизу. Поэтому вѣроятно, какъ замѣчаетъ А. И. Воейковъ, въ С.-Американскихъ минимумахъ, гдѣ именно и замѣчено это опусканіе холоднаго воздуха въ тылу минимума,—и наклонъ оси выраженъ яснѣе. Вслѣдствіе этого центръ минимума проходитъ обычно на горахъ позднѣе, чѣмъ въ долинахъ. Такъ онъ оказывается запаздывающимъ на 3 часа на горѣ Вашингтонъ (Сѣв. Америка, выс. 1900 м.) и почти на 6 час. на горѣ Пайксъ-Пикъ (4300 м., тамъ же), сравнительно съ окружающею равниною.



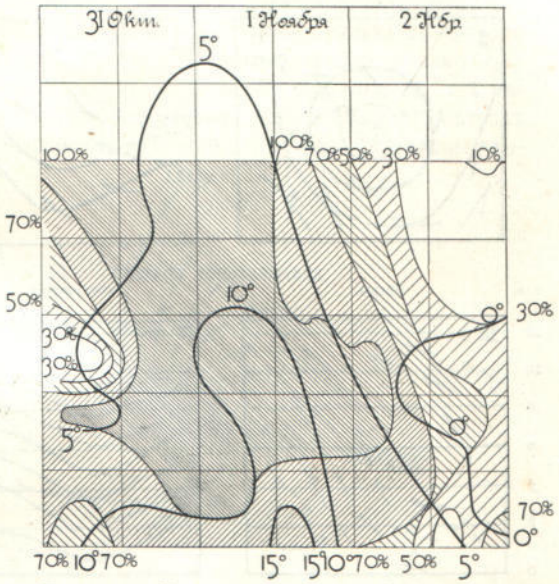
Черт. 141. Ходъ метеорологическихъ элементовъ въ барометрическомъ минимумѣ 31 окт.—2 ноября. 1899 г. на различныхъ высотахъ.

85. **Тропическіе минимумы.** Барометрическіе минимумы, наблюдаемые внутри тропиковъ, близки къ вихрямъ, ранѣе описаннымъ.

Барометрическіе минимумы тропическаго пояса,—*тропическіе штормы* или *циклоны* въ собственномъ смыслѣ этого слова,—носятъ также мѣстныя названія: вестъ-индскіе—*ураганов* или *орканов*, въ восточной Азіи—*тайфунов*. Существенныя ихъ отличія отъ минимумовъ среднихъ широтъ, по Ханну, таковы: 1) ихъ сравнительно рѣдкое появленіе, связанное обыкновенно съ совершенно опредѣленными мѣстами земной поверхности; 2) ихъ малый поперечникъ параллельно съ несравненно болѣе рѣзкимъ пониженіемъ барометра, большими градіентами и съ гораздо большими силами вѣтра; 3) постоянно наблюдаемая въ центрѣ вихря очень небольшая область полнаго затишья, обыкновенно связанная съ очень непродолжительнымъ проясненіемъ неба при этомъ; 4) паденіе барометра,—чрезвычайно рѣзкое и быстрое,—начинающееся вмѣстѣ съ усиленіемъ вѣтра до скорости шторма и также быстро переходящее въ рѣзкое и быстрое повышеніе, останавливаю-

щееся съ его прекращеніемъ; 5) медленное движеніе, направленное внутри тропиковъ отъ востока къ западу, т. е. обратное направленію движенія внѣтропическихъ вихрей; 6) ихъ быстрое исчезновеніе со вступленіемъ на сушу и неспособность переходить даже сравнительно низкія горныя цѣпи; вслѣдствіе этого тропическіе ураганы по преимуществу наблюдаются на морѣ.

Ураганы тропическаго пояса наблюдаются въ опредѣленныхъ только его областяхъ; прилегающая къ Сѣверо-Американскому материку часть тропическаго Атлантическаго океана (Антильское море), сѣверная окраина Индійскаго океана (заливы Бенгальскій и Аравійскій), Китайское море (у Филиппинъ), южный Индійскій океанъ и западная тропическая часть южнаго Тихаго океана— мѣста, гдѣ наблюдаются ураганы.



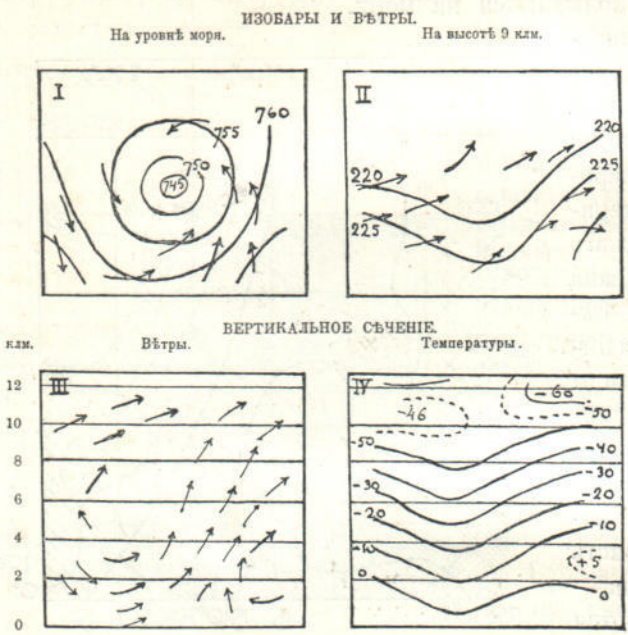
Черт. 142. Вертикальное сѣченіе минимума 31 окт.—2 ноября 1899 г.

Подобно тому, какъ и въ минимумахъ среднихъ широтъ, изобары тропическихъ циклоновъ представляютъ собою эллипсы, хотя менѣе вытянутые, чѣмъ въ минимумахъ среднихъ широтъ: среднее отношеніе большой полуоси эллипса къ малой здѣсь не превышаетъ 1.5; во многихъ случаяхъ наблюдались даже еще меньшія отношенія,—особенно для центральныхъ изобаръ. Большая ось эллипса также совпадаетъ обыкновенно съ направленіемъ движенія вихря, хотя въ нѣкоторыхъ случаяхъ она составляла съ нимъ замѣтный уголъ.

При значительно меньшихъ поперечникахъ, чѣмъ въ вихряхъ среднихъ широтъ, и при гораздо болѣе значительныхъ, чѣмъ тамъ, паденіяхъ барометра въ центрѣ вихря, массы воздуха должны, подъ вліяніемъ несравненно большихъ градіентовъ, двигаться здѣсь съ гораздо большими скоростями. Дѣйствительно въ тропическихъ циклонахъ наблюдались исключительные по своей величинѣ градіенты, скорости вѣтра и высоты барометра. Такъ въ прошедшемъ надъ Багамскими островами циклонѣ 1 октября 1866 г. давленіе въ центрѣ вихря упало до 703 мм., тогда какъ на разстояніи 460 км. отсюда давленіе было 750 мм.; поперечникъ вихря не превосходилъ, слѣдовательно, 1000 км. Величины градіента при этомъ достигали 13—14 мм. на 1° широты; въ те-

ченіе одного часа барометръ упалъ на 18 мм. Въ другомъ циклонѣ на Арабскомъ морѣ (въ маѣ 1881 г.) градіентъ достигъ величины 38 мм.

Такимъ огромнымъ градіентамъ должны соотвѣтствовать исключительно большія скорости вѣтра; и дѣйствительно путь тропическаго минимума на сушѣ всегда представляетъ собою картину полнаго разрушенія: прочныя, массивныя зданія временами не выдерживаютъ давленія вѣтра, деревья,—самыя старыя и могучія,—съ корнемъ вырываются вонъ; а поднятыми бурей морскими волнами смываются иногда цѣлыя селенія или даже города. Въ извѣстномъ Манилльскомъ ураганѣ 20 окт. 1882 г. анемометръ, разрушенный ураганомъ, за нѣсколько моментовъ до своего разрушенія зарегистрировалъ величину 54 м. въ сек. Если принять во вниманіе, что анемометры, какъ и другіе измѣрители скорости вѣтра, даютъ, вслѣдствіе своей инерціи, значительно сглаженныя максимальныя величины, то надо положить, что и величина 54 м. въ сек. въ этомъ случаѣ будетъ менѣе дѣйствительной скорости вѣтра. Въ Токіо во время тайфуна 8 сент. 1897 г. зарегистрирована скорость вѣтра въ 57 м. въ сек. По тѣмъ разрушительнымъ эффектамъ, которые наблюдались при нѣкоторыхъ тропическихъ ураганахъ, можно думать, что въ нѣкоторыхъ случаяхъ отдѣльные порывы бури достигали до скорости около сотни метровъ въ секунду [1]).



Черт. 143. Изобары и вѣтры въ барометрическомъ минимумѣ 27 апр. 1901 г. по Тейссеранъ-де-Бору.

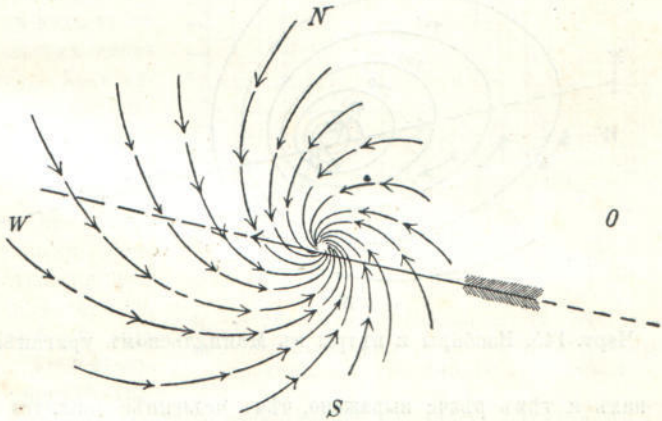
Въ соотвѣтствіи съ этими градіентами и скоростями вѣтра находятся и тѣ давленія, которыя наблюдаются въ центрѣ урагана. На стр. 237 было уже указано, что наинизшія давленія на земномъ шарѣ наблюдались: 689.2 мм. въ Фальзъ-Поэнтѣ (В. Индія) въ центрѣ урагана и 686.5 мм. въ Формозскомъ проливѣ у береговъ вост. Азіи въ центрѣ тайфуна. Низкія давленія—явленіе, нерѣдкое вообще въ тропическихъ циклонахъ.

При наличности такихъ огромныхъ градіентовъ и скоростей вѣтра движеніе массъ воздуха въ тропическихъ циклонахъ сходно съ тою циркуляціею,

---

[1]) Въ Японіи на одной изъ горныхъ станцій наблюдалась скорость вѣтра до 103 м. въ секунду.

которая имѣетъ мѣсто для минимумовъ среднихъ широтъ. Законъ Бюйсъ-Балло даетъ всегда и здѣсь возможность опредѣлить по направленію вѣтра положеніе центра вихря. Уголъ, составляемый движущимися массами воздуха съ направленіемъ градіента, не отличается существенно отъ величинъ, наблюдаемыхъ въ среднихъ широтахъ. Скорости вѣтра вообще болѣе значительны на той сторонѣ циклона, гдѣ направленіе вѣтра совпадаетъ съ направленіемъ движенія вихря, слабѣе на противоположной. Вслѣдствіе этого передній квадрантъ правой стороны вихря въ сѣверномъ, лѣвой въ южномъ полушаріи, гдѣ вѣтры достигаютъ наибольшей силы, считается наиболѣе опаснымъ для кораблей. Когда тропическій циклонъ движется въ области достаточно сильныхъ вѣтровъ постояннаго направленія (пассатовъ, муссоновъ), вѣтры его усиливаются, а уголъ отклоненія вѣтровъ отъ градіента уменьшается на той сторонѣ, гдѣ направленія постояннаго и циклоническаго вѣтровъ одинаковы; скорости вѣтровъ *уменьшаются наоборотъ* и уголъ отклоненія увеличивается тамъ, гдѣ вѣтры противоположны одинъ другому. Все, выше сказанное, будетъ довольно понятно, если взять направленіе и величину равнодѣйствующей двухъ слагающихся движеній. Черт. 144 даетъ дѣйствительное движеніе воздуха въ упомянутомъ уже выше Манилльскомъ ураганѣ.

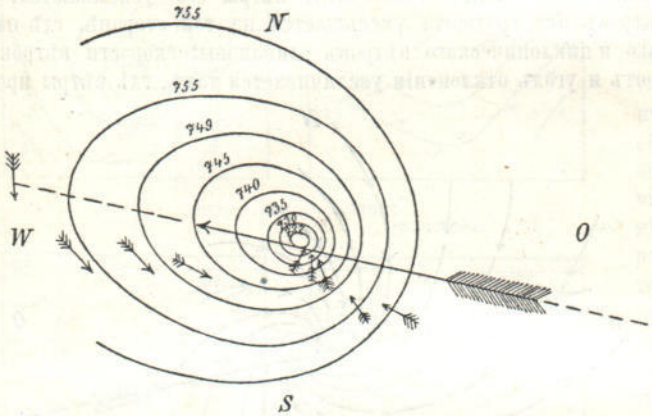


Черт. 144. Движеніе массъ воздуха въ Манилльскомъ ураганѣ 20 окт. 1882 г.

Вертикальныя слагающія, создающія восходящее движеніе массъ воздуха въ области вихря, выражены при большихъ градіентахъ и скоростяхъ вѣтра въ горизонтальномъ направленіи въ тропическихъ циклонахъ сильнѣе, чѣмъ въ минимумахъ среднихъ широтъ. Эти сравнительно большія вертикальныя слагающія являются причиною образованія необычайно мощныхъ облачныхъ массъ вблизи центра вихря и тѣхъ ливней, которые сопровождаютъ тропическій циклонъ. Надъ средней частью вихря обыкновенно наблюдаются—какъ результатъ конденсаціонныхъ процессовъ при адіабатическомъ охлажденіи поднимающихся воздушныхъ массъ—тяжелыя, темныя слоисто—кучевыя или грозовыя облака, въ нижней своей части разрываемыя вѣтромъ на быстро несущіеся обрывки дождевыхъ или разорванно-кучевыхъ облаковъ. Выше эти облачныя массы переходятъ въ покровъ перистыхъ облаковъ, стелющихся равномѣрно во всѣ стороны отъ центра вихря, а не въ восточномъ только направленіи, какъ въ минимумахъ среднихъ широтъ. Нити перистыхъ облаковъ направлены обыкновенно отъ центра вихря къ периферіи его и позволяютъ уже издали (—нерѣдко на разстояніи до 600—800 км.) опредѣлить положеніе центра бури; масса темныхъ облаковъ надъ среднею частью вихря часто видна на морѣ съ разстоянія до 500 км.

Такихъ различій въ температурѣ различныхъ частей минимума, какъ это наблюдается въ среднихъ широтахъ, въ тропическихъ циклонахъ нѣтъ. Небольшіе размѣры вихря, сильныя сравнительно съ средними широтами вертикальныя слагающія и малыя разности температуръ по широтамъ въ тропикахъ и на океанахъ вполнѣ объясняютъ этотъ фактъ.

Осадки въ области вихря падаютъ шквалами, а не непрерывно; количество ихъ обыкновенно велико и нерѣдко доходитъ до 250—400 мм. въ сутки вблизи центра вихря. Грозы нерѣдко сопровождаютъ тропическій циклонъ. Въ соединеніи съ вѣтромъ эти мощные осадки нерѣдко являются на сушѣ причиною наводненій [1]).



Черт. 145. Изобары и вѣтры въ Манилльскомъ ураганѣ.

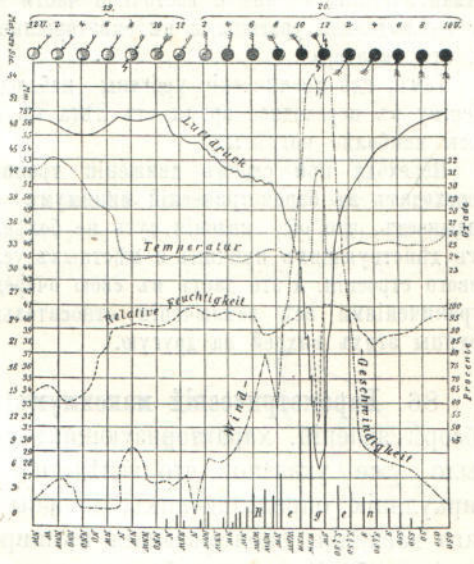
Въ центрѣ вихря, какъ уже было упомянуто выше, обыкновенно наблюдается небольшая (15—50 км. въ діаметрѣ) область полнаго затишья вмѣстѣ съ болѣе или менѣе полнымъ проясненіемъ неба,—такъ называемый *глазъ бури*. Явленіе это постоянно наблюдается въ медленно движущихся тропическихъ циклонахъ и тѣмъ рѣзче выражено, чѣмъ медленнѣе движется вихрь; у быстро движущихся циклоновъ оно наоборотъ выражено менѣе рѣзко и иногда даже отсутствуетъ.

20 Октября 1882 г. центръ сильнѣйшаго тропическаго урагана прошелъ надъ самою метеорологической обсерваторіею на о. Маниллѣ; самопишущіе приборы здѣсь записали всѣ измѣненія метеорологическихъ элементовъ при прохожденіи вихря. Чер. 145 представляетъ распредѣленіе изобаръ и направленіе движенія этого неоднократно уже выше упомянутаго Манилльскаго урагана; черт. 146 воспроизводитъ по Ханну ходъ метеорологическихъ элементовъ на Манилльской обсерваторіи за 19 и 20 Окт. Кривая барометрическаго давленія представляетъ собою типичную для тропическаго урагана форму узкой воронки: съ 8 ч. у. до 11½ ч. д. 20 Окт. барометръ падаетъ съ 751 мм. до 727.6 и

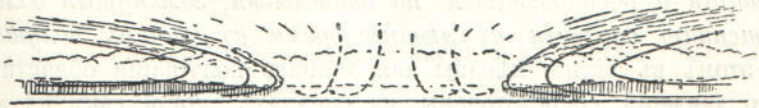
---

[1]) Наибольшія, однако, разрушительныя дѣйствія въ тропическихъ ураганахъ—результатъ не бури и не осадковъ. На плоскихъ берегахъ тропическихъ морей и океановъ огромныя скорости вѣтра въ такомъ циклонѣ вызываютъ появленіе грандіозныхъ волнъ, смывающихъ все на своемъ пути. Такъ по Арреніусу въ циклонѣ 1 Ноября 1876 г. морскія волны въ устьѣ Ганга достигали высоты 13—14 м.; 7800 кв. км. суши было затоплено волнами; свыше 10000 человѣкъ въ нихъ потонуло. Подобнымъ же образомъ 1 Сент. 1900 г. ураганомъ былъ смытъ съ лица земли цѣлый городъ Гальвестонъ (въ Техасѣ—Сѣв. Америка).

къ 3 ч. д. снова повышается до 751.6. Въ 11 ч. 46 м. скорость вѣтра, превышавшая 54 м., быстро падаетъ до полнаго штиля, и это продолжается до 12 ч. 2 м. съ нѣсколькими быстро стихающими порывами вѣтра. Въ 12 ч. 2 м. вѣтеръ снова крѣпчаетъ и быстро достигаетъ снова скорости 54 м., причемъ направленіе вѣтра съ NE поворачиваетъ на SE. Небо съ наступленіемъ штиля проясняется, но не вполнѣ. Температура въ моментъ наступленія штиля быстро повышается почти на 7° и съ усиленіемъ вѣтра опять упадаетъ до прежней величины. Относительная влажность параллельно съ повышеніемъ температуры въ этомъ центральномъ затишьи падаетъ съ 100% на 53% и затѣмъ снова поднимается до 100%. Ходъ явленія таковъ, какъ будто въ центральной части вихря,—въ этомъ «глазѣ бури», — массы воздуха «пускались внизъ, нагрѣваясь адіабатически и удаляясь при этомъ отъ насыщенія водяными парами [1]). Черт. 147 схематически представляетъ ту циркуляцію, при которой возможенъ подобный ходъ метеорологическихъ элементовъ. Осадки, слабые въ началѣ урагана, незадолго до наступленія штиля превратились въ ливень, давшій въ 15 мин. 100 мм. воды; общее количество выпавшаго дождя за время урагана достигало 165 мм. Градіентъ въ задней части вихря достигалъ 22.5 мм.



Черт. 146. Ходъ метеорологическихъ элементовъ на Манилльской обсерваторіи при прохожденіи урагана 20 окт. 1882 г.



Черт. 147. Вѣроятное движеніе массъ воздуха въ Манилльскомъ ураганѣ.

Тропическіе ураганы по сравненію съ минимумами среднихъ широтъ—явленіе весьма рѣдкое: въ Вестъ-Индіи ежегодно наблюдается 2 — 3 урагана, въ Бенгальскомъ заливѣ—2, въ южномъ Индійскомъ океанѣ—9, въ южной части Тихаго океана — 4; число восточно-азіатскихъ тайфуновъ доходитъ до 19 ежегодно.

---

[1]) Не трудно при этомъ даже разсчитать, что воздуху, имѣющему температуру около 31° и влажность около 53%, достаточно было адіабатически нагрѣться на 10° съ небольшимъ, чтобы влажность со 100% упала до 53%, т. е. опуститься съ неизмѣннымъ содержаніемъ паровъ приблизительно съ высоты 1000—1100 м. (см. стр. 99—100 примѣчаніе).

Въ отличіе отъ барометрическихъ минимумовъ среднихъ широтъ, появляющихся въ этихъ широтахъ вездѣ, хотя и неодинаково часто, тропическіе циклоны—принадлежность только нѣкоторыхъ опредѣленныхъ областей и внѣ этихъ послѣднихъ не наблюдаются. Такъ совершенно не извѣстны циклоны южнаго Атлантическаго океана и восточной части южнаго Тихаго океана, равно какъ не наблюдались ураганы и въ экваторіальной полосѣ затишья (до 6° къ с. и ю. отъ экватора).

Тамъ, гдѣ тропическіе ураганы наблюдаются, они появляются по преимуществу въ переходное время отъ лѣта къ осени, когда воды тропической полосы наиболѣе нагрѣты.

Переходя при своемъ движеніи тропики, тропическій циклонъ нерѣдко переходитъ въ барометрическій минимумъ среднихъ широтъ. Этотъ фактъ показываетъ, что оба явленія суть не болѣе, какъ различныя въ зависимости отъ дѣйствующихъ причинъ и мѣстныхъ условій стадіи одного и того-же вихревого строенія. А это даетъ въ свою очередь право переносить съ извѣстными ограниченіями всѣ заключенія относительно механизма или природы одной группы этихъ вихрей на другую.

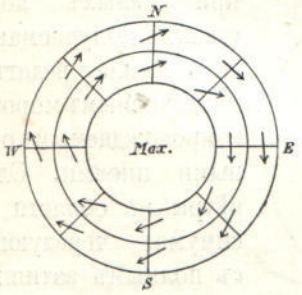
86. **Барометрическій максимумъ; обликъ погоды въ немъ.** Въ обзорѣ явленій, характеризующихъ общую циркуляцію атмосферы, было уже указано, что вслѣдствіе динамическихъ причинъ, эту циркуляцію опредѣляющихъ, должны возникнуть области повышеннаго давленія, опоясывающія въ широтѣ 30°—35° въ обоихъ полушаріяхъ болѣе или менѣе непрерывнымъ кольцомъ земную поверхность (ср. стр. 278—279). Чертежи 102 и 103, представляющіе среднее распредѣленіе давленія въ Январѣ и Іюлѣ, показываютъ, что *дѣйствительно въ этихъ широтахъ и въ томъ, и въ другомъ полушаріи расположены области высокаго давленія, приближающіяся къ сплошному непрерывному кольцу въ зимнее время для каждаго полушарія и распадающіяся на отдѣльныя, замкнутыя области повышеннаго давленія въ лѣтнее время въ данномъ полушаріи.* При этомъ въ лѣтніе мѣсяцы для даннаго полушарія области высокаго давленія сосредоточены на океанахъ, тогда какъ на материкахъ появляются ясно выраженныя области пониженнаго давленія. Зимою, наоборотъ, материки явно способствуютъ повышенію здѣсь давленія, тогда какъ на океанахъ въ сѣверномъ полушаріи развиваются области пониженнаго давленія.

Изученіе этихъ затропическихъ максимумовъ давленія показало, что по своему внѣшнему облику и по характернымъ чертамъ погоды эти вихри ничѣмъ не отличаются отъ барометрическихъ максимумовъ среднихъ широтъ, о которыхъ рѣчь будетъ далѣе.

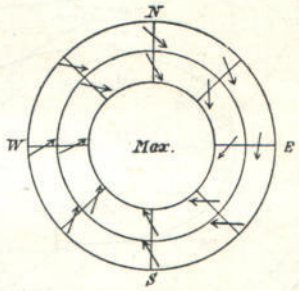
Особенно важными для погоды въ Европѣ изъ этихъ *постоянныхъ максимумовъ* (—такъ какъ существованіе ихъ длится съ незначительными измѣненіями мѣсяцами) являются Азорскій максимумъ,

въ теченіе почти цѣлаго года наблюдаемый у юго-западныхъ береговъ Европы, а временами растягивающійся на Средиземное море и весь югъ Европы. Не менѣе важнымъ, но еще болѣе типичнымъ для зимняго времени сѣвернаго полушарія оказывается развитіе восточнаго-сибирскаго максимума, держащагося здѣсь всю зиму и смѣняющагося лѣтомъ типично выраженною областью низкаго давленія съ центромъ въ юго-западной части азіатскаго материка.

Кромѣ этихъ постоянныхъ барометрическихъ максимумовъ наблюденія обнаруживаютъ существованіе *временныхъ максимумовъ*, подобно барометрическимъ минимумамъ возникающихъ въ среднихъ широтахъ и обладающихъ способностью перемѣщаться по земной поверхности.



Черт. 148. Движеніе воздуха въ барометрическомъ максимумѣ вблизи земной поверхности.



Черт. 149. Движеніе воздуха въ барометрическомъ максимумѣ на высотѣ перистыхъ облаковъ.

Аналогично тому движенію, которое образуется вокругъ барометрическаго минимума, и вокругъ барометрическаго максимума возникаетъ система вѣтровъ, переносящихъ массы воздуха отъ центра вихря къ периферіи.

Черт. 148 и 149 представляютъ обнаруженное непосредственными наблюденіями движеніе воздуха вокругъ центра высокаго давленія по Гильдебрандссону: на уровнѣ моря (черт. 148) массы воздуха дѣйствительно растекаются во всѣ стороны отъ центра къ периферіи, на уровнѣ перистыхъ облаковъ (черт. 149) наоборотъ втягиваются въ возникшій вихрь, притекая къ центральной его части, и здѣсь опускаются внизъ, замѣняя собою унесенныя нижними теченіями.

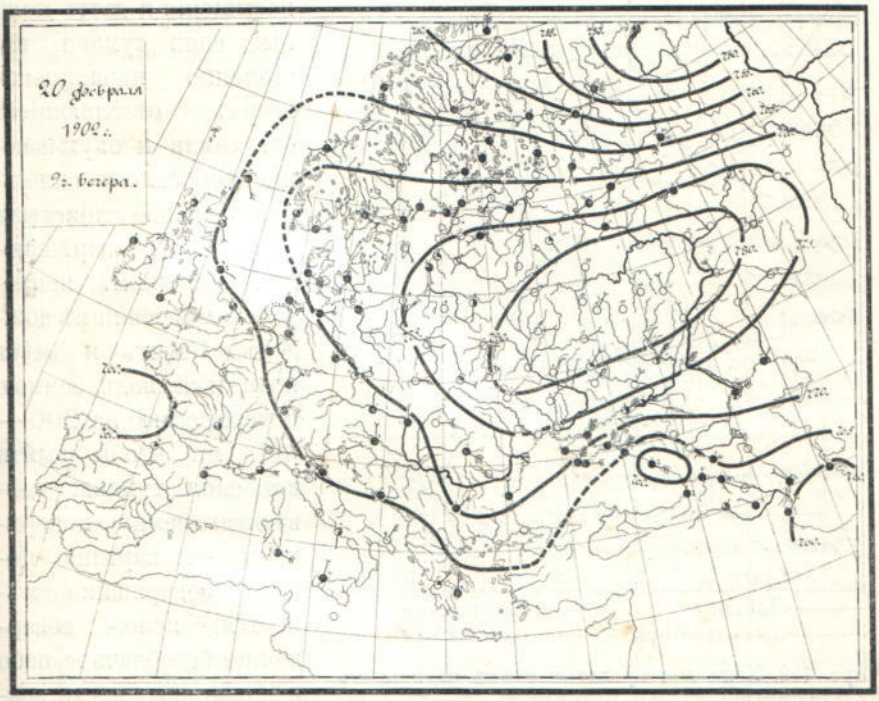
Растеканіе массъ воздуха отъ центра высокаго давленія вызываетъ нисходящее движеніе воздуха, наблюдаемое въ центральной части вихря. Это нисходящее движеніе, сопровождаемое адіабатическимъ нагрѣваніемъ холодныхъ, а потому и бѣдныхъ водяными парами опускающихся массъ, даетъ своеобразный обликъ всей по-

годѣ въ области максимума. Удаляясь еще по мѣрѣ адіабатическаго нагрѣванія отъ насыщенія водяными парами, эти бѣдныя водяными парами опускающіяся въ барометрическомъ максимумѣ массы воздуха являются чрезвычайно прозрачными для лучистой энергіи. Поэтому и весь обликъ погоды въ максимумѣ носитъ отпечатокъ *интензивно повышенныхъ инсоляціи и излученія*. Отдѣльныя кучевыя или перистыя облака наблюдаются только ближе къ окраинамъ вихря; въ центральной его части лѣтомъ господствуетъ ясная солнечная погода съ высокими температурами днемъ, съ усиленнымъ излученіемъ ночью; результатомъ послѣдняго въ лѣтнее время являются обильныя росы и поземные туманы по ночамъ и раннимъ утромъ. Въ зимнее время усиленное излученіе при малыхъ количествахъ получаемаго за день тепла ведетъ къ интензивнымъ морозамъ, сопровождаемымъ обильными инеями. Слабые вѣтры въ области максимума, чередующіеся съ полнымъ затишьемъ, еще болѣе оттѣняютъ типичный для барометрическаго максимума обликъ погоды. Къ сѣверной окраинѣ вихря облачность обыкновенно увеличивается по мѣрѣ удаленія отъ центра высокаго давленія и на самой сѣверной окраинѣ максимума наблюдаются тяжелыя формы облаковъ. Причина понятна: переходя изъ странъ съ болѣе высокими температурами въ мѣстности болѣе сѣверныя, а слѣдовательно и болѣе холодныя, движущіяся по низу массы воздуха должны, охлаждаясь, достигать мало по малу конденсаціи содержащихся въ нихъ паровъ; отсюда—постепенное увеличеніе облачности къ сѣверу; отсюда же и плотныя массы облаковъ тамъ, гдѣ эта конденсація достигаетъ наибольшей интензивности.

Черт. 150. Распредѣленіе погоды въ области барометрическаго максимума.

Въ зимнее время, когда типичный барометрическій максимумъ наблюдается надъ долинами и равнинами, здѣсь вблизи земной поверхности наблюдается низкая температура и большая влажность. Ясно, однако, что это—результатъ охлажденія прилегающихъ къ земной поверхности слоевъ воздуха интензивнымъ излученіемъ; на

небольшихъ высотахъ надъ такими долинами и равнинами—обыкновенно уже высокая температура и малая влажность,—какъ слѣдствіе нисходящаго движенія и сопровождающаго его адіабатическаго нагрѣванія воздуха. Нисходящее движеніе въ максимумѣ такъ слабо обыкновенно и совершается съ такими малыми скоростями, что до земли можетъ и не доходить, какъ показываютъ упоминаемые выше факты.

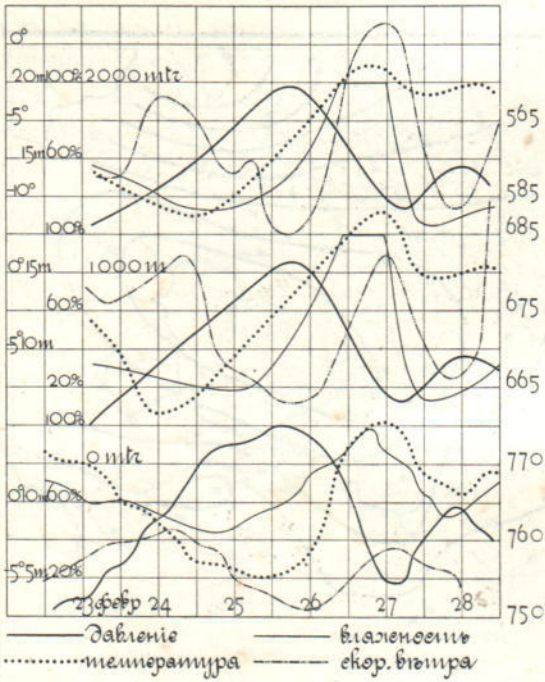


Черт. 151. Карта погоды 20 февр. 1902 г., представляющая барометрическій максимумъ.

Черт. 150 даетъ схематическое распредѣленіе погоды въ Европейскомъ барометрическомъ максимумѣ, а черт. 151—дѣйствительную карту погоды въ 9 час. веч. 20 Февр. 1902; на немъ можно видѣть барометрическій максимумъ такимъ, какимъ даютъ его непосредственныя наблюденія ряда станцій. Карта представляетъ уменьшенную копію съ ежедневнаго бюллетеня Гл. Физ. Обсерваторіи.

Наблюдаются, однако, барометрическіе максимумы, отличающіеся ненастною, дождливою погодой; это—по преимуществу осенніе, иногда—лѣтніе максимумы въ Европѣ. Этотъ типъ погоды въ барометрическомъ максимумѣ является результатомъ того же охлажде-

нія воздуха излученіемъ. Онъ получается обыкновенно въ томъ случаѣ, если барометрическій максимумъ надвигается на мѣстность, гдѣ почва и прикасающійся къ ней нижній слой воздуха, вслѣдствіе стоявшей предъ наступленіемъ максимума дождливой погоды, очень богаты водяными парами. Охлаждаясь вслѣдствіе усиленнаго излученія въ области максимума, нижній слой воздуха достигаетъ въ этомъ случаѣ быстро насыщенія и даетъ мощные слои тумана, постепенно нарастающіе вверхъ, отдѣляющіеся отъ земли и окутывающіе небосклонъ сплошною пеленою слоистыхъ облаковъ, разрѣшающихся мелкимъ, непрерывно моросящимъ дождемъ. Стоитъ и здѣсь подняться надъ земною поверхностью на 200—300 м., чтобы выйти изъ слоя тумана, одѣвающаго земную поверхность,—и картина погоды совершенно мѣняется: ясное, совершенно безоблачное небо и малая влажность воздуха въ этихъ болѣе высокихъ слояхъ явно показываютъ, что погода вблизи земной поверхности здѣсь — исключительно результатъ повышенной влажности почвы и ближайшаго къ ней слоя воздуха. И здѣсь, конечно, при малыхъ вертикальныхъ скоростяхъ нисходящее движеніе воздушныхъ массъ не доходитъ до земной поверхности и прекращается выше того слоя воздуха, который охлажденъ излученіемъ вплоть до конденсаціи водяныхъ паровъ.

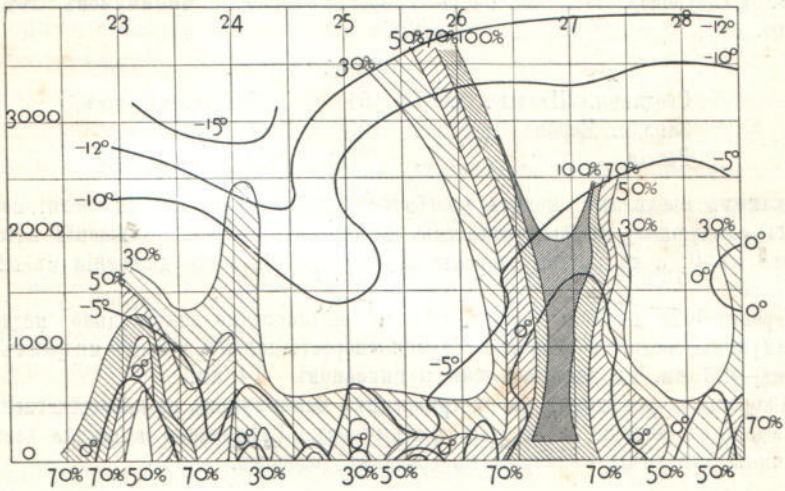


Черт. 152. Ходъ метеорологическихъ элементовъ въ барометрическомъ максимумѣ 23—28 февр. 1899 г. на различныхъ высотахъ.

Черт. 153 и 152 даютъ вертикальное сѣченіе и послѣдовательный ходъ метеорологическихъ элементовъ на различныхъ высотахъ для барометрическаго максимума по змѣйковымъ наблюденіямъ Ротча на Голубой горѣ. На нихъ видно, что въ центральной части вихря дѣйствительно приходится имѣть дѣло съ нисходящимъ движеніемъ холодныхъ массъ воздуха изъ верхнихъ слоевъ атмосферы; въ центрѣ вихря на черт. 152 это движеніе ясно видно: влажность

падаетъ здѣсь ниже 30%. Тоже самое можно видѣть и на чертежахъ 140—142 въ той ихъ части, которая соотвѣтствуетъ области высокаго давленія.

Въ правильно развившихся максимумахъ изобары имѣютъ также, какъ и въ минимумѣ, эллиптическую форму; отношеніе большой оси эллипса къ малой 1.8 — 1.9. Направленіе большой оси въ максимумахъ сѣвернаго полушарія SW—NE или W—E. Размѣры вихря по большей части превосходятъ размѣры минимумовъ: поперечникъ Европейскихъ максимумовъ обыкновенно не менѣе 5000 км. въ направленіи N—S, 7500 км. въ направленіи W—E. На этихъ обширныхъ площадяхъ, охваченныхъ вихремъ, изобары лежатъ обыкновенно гораздо менѣе тѣсно, чѣмъ въ барометрическихъ минимумахъ: поэтому градіенты въ барометрическомъ максимумѣ небольшіе, вѣтры—слабые.



Черт. 153. Вертикальное сѣченіе барометрическаго максимума 23—28 февр. 1899 г.

Уголъ отклоненія вѣтра отъ направленія градіента въ барометрическомъ максимумѣ значительно меньше, чѣмъ въ минимумѣ; въ среднемъ онъ достигаетъ 42° въ максимумахъ Сѣв. Америки, 55° въ Европейскихъ максимумахъ. Наиболѣе значительные углы отклоненія отъ градіента, равно какъ и наибольшія скорости вѣтра наблюдаются на SW сторонѣ, наименьшіе — на E сторонѣ вихря въ Европѣ; лѣтомъ и тѣ, и другія вообще больше, чѣмъ зимою.

Также, какъ и барометрическій минимумъ, максимумы обладаютъ способностью перемѣщаться по земной поверхности. Обычное направленіе ихъ движенія въ сѣверномъ полушаріи отъ W къ E.

87. **Основныя условія, опредѣляющія движеніе вихрей.** Барометрическіе минимумы и максимумы обладаютъ способностью мѣнять свое положеніе на земной поверхности и перемѣщаются обыкновенно совершенно опредѣленнымъ образомъ. Барометрическій минимумъ движется всегда такимъ образомъ, что часть, отличающаяся повышенными температурами, большой облачностью и обильными осадками, обращена въ ту сторону, куда минимумъ движется; та же

часть вихря, гдѣ температуры понижены и облачность уменьшена, всегда оказывается заднею частью движущагося вихря. Въ барометрическомъ максимумѣ нѣтъ такой типичной разницы въ различныхъ сторонахъ вихря.

Скорость движенія минимумовъ по непосредственнымъ наблюденіямъ оказывается чрезвычайно различною и для одного и того-же минимума не остается постоянною, измѣняясь въ очень широкихъ предѣлахъ. Такъ въ Соединенныхъ Штатахъ Сѣв. Америки средняя скорость минимума — 42 км. въ часъ, на Атлантическомъ океанѣ и въ Западной Европѣ она значительно меньше,—27—28 км., въ Европейской Россіи—34 км. [1]). Зимою вообще она больше, чѣмъ лѣтомъ. Слѣдующая табличка даетъ скорости движенія минимумовъ лѣтомъ и зимою.

	Зима.	Лѣто.	
Соединен. Штаты . . .	51	35	км. въ часъ,
Западн. Европа . . .	29	24	» » »
Россія	39	29	» » »

Въ какихъ предѣлахъ могутъ колебаться дѣйствительныя скорости, показываютъ слѣдующія цифры: извѣстны минимумы, скорость движенія которыхъ близка къ 0; а съ другой стороны наблюдалась скорость движенія въ 126 км. въ часъ.

Тропическіе циклоны перемѣщаются обыкновенно значительно медленнѣе минимумовъ среднихъ широтъ: средняя скорость движенія вестъ-индскихъ ураганов—23 км. въ часъ, азіатскихъ циклоновъ—14 км.

Скорость перемѣщенія барометрическихъ максимумовъ по непосредственнымъ наблюденіямъ меньше, чѣмъ для минимумовъ. Слѣдующая табличка даетъ ея величины для зимы и лѣта и въ среднемъ годовомъ.

	Лѣто.	Зима	Годъ.	
Соедин. Штаты	35.7	42.0	38 6	км. въ часъ,
Европа.	25.5	24.5	25.7	» » »

Направленіе перемѣщенія барометрическихъ максимумовъ гораздо менѣе правильно, чѣмъ въ минимумахъ: траэкторія центра вихря представляетъ собою всегда въ высшей степени неправильную и изломанную кривую. Общее направленіе движенія—съ NW или W на SE или E; при этомъ въ Европѣ обыкновенно зимою максимумы движутся болѣе къ югу, лѣтомъ болѣе къ сѣверу.

Въ барометрическомъ минимумѣ прибывающія по низу массы воздуха, втягиваемыя восходящимъ вертикальнымъ движеніемъ въ центральной его части, верхними теченіями выносятся снова въ окружающую атмосферу. Такимъ образомъ въ вихрь постоянно и непрерывно,—вплоть до полнаго его заравниванія или исчезновенія,—вступаютъ и удаляются новыя массы воздуха. Слѣдовательно,

---

[1]) Изъ этихъ цифръ понятно, почему иногда скорость перемѣщенія барометрическихъ минимумовъ сравниваютъ со скоростью движенія пассажирскаго поѣзда желѣзной дороги.

барометрическій минимумъ не есть прежде всего разрѣженіе, связанное съ одною какою-либо опредѣленною массою воздуха. При этомъ вихрь еще перемѣщается по земной поверхности. Поэтому барометрическій минимумъ правильнѣе представлять себѣ какъ разрѣженіе, подобно волнѣ катящееся въ своемъ поступательномъ движеніи съ мѣста на мѣсто и послѣдовательно втягивающее и пропускающее чрезъ себя новыя, смѣняющіяся массы воздуха и имп питаемое.

Совершенно аналогично этому барометрическій максимумъ будетъ представлять собою волну сгущенія или сдавливанія, питаемую притекающими сверху и уносимыми нижними теченіями массами воздуха.

Вихревыя системы съ вертикальною осью уже въ самихъ себѣ носятъ причины, вызывающія ихъ перемѣщеніе по земной поверхности. Въ самомъ дѣлѣ, разъ образовалась такая вихревая система, очевидно, что существовать безъ всякихъ измѣненій она можетъ только до тѣхъ поръ, пока количества втекающаго въ нее воздуха равны количествамъ воздуха, изъ нея оттекающаго, и пока притокъ и оттокъ идутъ во всѣ стороны отъ центра совершенно симметрично и равномѣрно. Если въ барометрическомъ минимумѣ притокъ воздуха превышаетъ его оттокъ, нарушенное равновѣсіе въ данномъ мѣстѣ атмосферы понемногу возстановляется, и минимумъ, явившійся результатомъ этого нарушенія равновѣсія, мало-по малу выполняется, заравнивается. Въ томъ случаѣ, когда оттокъ, наоборотъ, беретъ перевѣсъ надъ притокомъ, барометрическій минимумъ долженъ углубляться, усиливаться. При барометрическомъ максимумѣ измѣненіе соотношенія между притокомъ и оттокомъ вызоветъ обратный результатъ: максимумъ долженъ усиливаться, расти, если притокъ беретъ перевѣсъ надъ оттокомъ; наоборотъ, преобладаніе оттока надъ притокомъ вызоветъ постепенное разсасываніе, растеканіе максимума среди окружающихъ массъ воздуха. При этомъ образовавшійся вихрь съ вертикальною осью только до тѣхъ поръ будетъ неподвиженъ, пока притокъ и оттокъ, какъ уже упоминалось выше, происходятъ совершенно равномѣрно и симметрично во всѣ стороны. Какъ только съ одной какой-либо стороны равенство между притокомъ и оттокомъ въ вихрѣ будетъ нарушено, само собою понятно, что барометрическій минимумъ потеряетъ симметрію и будетъ выполняться тамъ, гдѣ притокъ преобладаетъ надъ оттокомъ, наоборотъ, будетъ углубляться и усиливаться съ той стороны, гдѣ оттокъ сильнѣе притока; поэтому центръ вихря долженъ перемѣститься оттуда, гдѣ идетъ выполненіе, въ ту

сторону, гдѣ преобладаніе оттока заставляетъ давленіе воздуха далѣе уменьшаться. Обратное будетъ имѣть мѣсто въ барометрическомъ максимумѣ. *Въ этомъ именно постепенномъ смѣщеніи центра вихря и состоитъ движеніе такихъ вихревыхъ системъ.*

Было уже указано, что окончательное направленіе движенія воздушныхъ массъ въ установившейся вихревой системѣ опредѣлится выраженіемъ

$$\operatorname{tg}\vartheta = \frac{2\,\omega \sin \varphi}{k}.$$

Выраженіе для угла, составляемаго направленіемъ движенія воздушныхъ массъ съ градіентомъ, показываетъ, что этотъ уголъ зависитъ отъ широты пункта, гдѣ имѣетъ мѣсто движеніе; чѣмъ больше широта мѣста при прочихъ равныхъ условіяхъ, тѣмъ больше уголъ ϑ. Въ этомъ обстоятельствѣ и лежитъ уже коренная причина движенія барометрическихъ минимума и максимума.

Въ самомъ дѣлѣ, въ сформировавшемся на нѣкоторой площади барометрическомъ минимумѣ на той сторонѣ его, которая обращена къ полюсу, вѣтры будутъ, въ силу сказаннаго сейчасъ выше, составлять съ градіентомъ большій уголъ, чѣмъ на сторонѣ вихря, обращенной къ экватору. Если представить себѣ теперь въ любой точкѣ вѣтеръ разложеннымъ на двѣ слагающія, изъ которыхъ одна направлена по изобарѣ, другая по направленію градіента, то очевидно, что слагающая по направленію градіента, опредѣляющая количественно притокъ воздуха снизу, будетъ тѣмъ больше, чѣмъ меньше уголъ вѣтра съ градіентомъ. Отсюда же понятно, что внизу къ центру вихря будутъ приближаться тѣмъ большія массы воздуха, чѣмъ меньше уголъ вѣтра съ градіентомъ. Поэтому въ совершенно правильномъ и симметричномъ барометрическомъ минимумѣ выполненіе вихря вообще будетъ идти при прочихъ равныхъ условіяхъ быстрѣе тамъ, гдѣ уголъ вѣтра съ градіентомъ меньше, и центръ вихря будетъ стремиться перемѣщаться по меридіану отъ экватора къ полюсу, если, конечно, не существуетъ другихъ причинъ, измѣняющихъ направленіе его движенія.

Въ барометрическомъ максимумѣ тѣ-же причины вызовутъ на полярной сторонѣ вихря болѣе слабый притокъ воздуха сверху, чѣмъ на экваторіальной. А это будетъ имѣть слѣдствіемъ совершенно такъ же, какъ въ минимумѣ, стремленіе въ вихрѣ перемѣщаться по меридіану отъ полюса къ экватору. Но это перемѣщеніе въ меридіональномъ направленіи въ максимумѣ должно быть выражено гораздо болѣе слабо, чѣмъ въ минимумѣ, такъ какъ вѣтры въ области перваго несравненно слабѣе, чѣмъ въ области минимума. Такимъ об-

разомъ въ разсматриваемомъ вихревомъ движеніи всегда существуетъ *меридіональная слагающая*, стремящаяся смѣстить центръ вихря вдоль меридіана; на ея существованіе указано было впервые Феррелемъ.

В. Томсонъ (лордъ Кельвинъ) указалъ затѣмъ еще на одно чрезвычайно характерное и важное свойство вихревыхъ системъ. Возникшая вихревая система относится къ внѣшнимъ воздѣйствіямъ, какъ твердое тѣло. Встрѣчая массы воздуха, она ихъ задерживаетъ, испытывая отъ нихъ давленіе съ той стороны, которая встрѣчаетъ эти движущіяся массы; наоборотъ, со стороны противоположной, — какъ за твердой преградой, — образуется разрѣженіе. Само собою разумѣется, что при подвижности разсматриваемыхъ вихревыхъ системъ это давленіе съ одной, разрѣженіе съ другой стороны должны привести въ движеніе такую систему въ томъ же направленіи, въ какомъ движутся встрѣчаемыя ею массы воздуха. Такимъ образомъ получается вторая *слагающая по направленію общаго движенія атмосферы*.

Этими двумя слагающими: меридіональною и по направленію общаго движенія атмосферы — опредѣляется общее перемѣщеніе вихрей съ вертикальною осью. Это не значитъ, что такіе вихри всегда и неизмѣнно движутся только исключительно подъ вліяніемъ этихъ двухъ причинъ: напротивъ, какъ будетъ указано далѣе, цѣлый рядъ другихъ, еще болѣе мощныхъ факторовъ существенно, иногда коренным образомъ измѣняетъ перемѣщеніе минимумовъ и максимумовъ; но среднее изъ безконечнаго разнообразія дѣйствительно наблюдаемыхъ движеній показываетъ, что всѣ остальные факторы, опредѣляющіе движеніе вихря, относятся къ двумъ выше отмѣченнымъ, какъ непеpіодическія вліянія къ періодическимъ факторамъ погоды. Когда исключено въ среднемъ изъ большого числа наблюденій вліяніе случайныхъ, отклоняющихъ отъ нормы факторовъ, всегда и неизмѣнно оказывается движеніе вихрей подъ вліяніемъ этихъ двухъ основныхъ факторовъ.

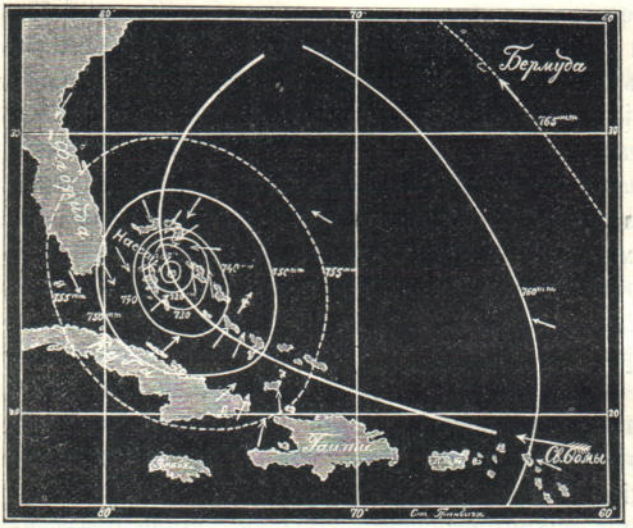
Съ установленной выше точки зрѣнія на перемѣщеніе вихрей съ вертикальной осью дѣлается вполнѣ понятнымъ то, что сказано было уже ранѣе о среднемъ направленіи перемѣщенія минимумовъ среднихъ широтъ и тропическихъ циклоновъ.

Было уже указано, что минимумы среднихъ широтъ въ среднемъ движутся въ сѣверномъ полушаріи отъ WSW или SW къ ENE или NE, тогда какъ тропическіе ураганы обыкновенно перемѣщаются отъ востока къ западу, точнѣе отъ SE къ NW [1]). Въ главѣ объ общей циркуляціи атмосферы было сказано, что

---

[1]) Сказанное относится къ минимумамъ сѣвернаго полушарія; движеніе вихрей въ южномъ полушаріи гораздо менѣе изучено; но все, что извѣстно о вихряхъ этого полушарія, подтверждаетъ найденное для минимумовъ сѣвернаго полушарія.

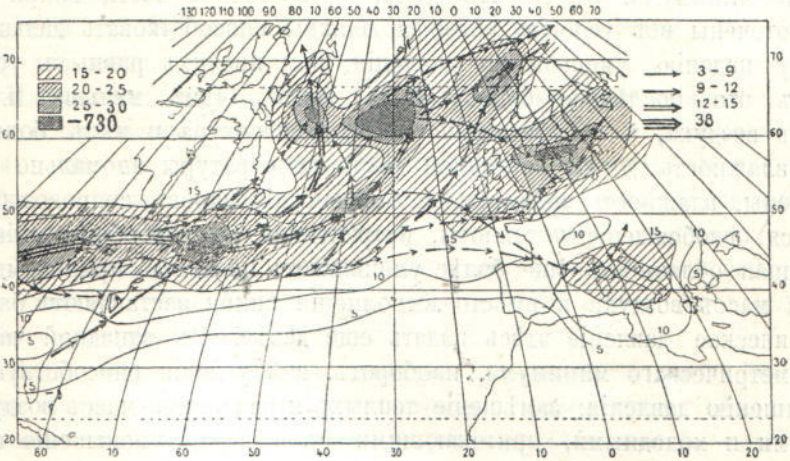
преобладающимъ направленіемъ вѣтровъ въ тропикахъ является направленіе отъ востока къ западу; это общее движеніе атмосферы при существованіи меридіональной слагающей и даетъ направленіе отъ SE къ NW въ сѣверномъ, отъ NE къ SW въ южномъ полушаріяхъ циклонамъ, движущимся внутри тропиковъ. Вліяніе общаго направленія движенія атмосферы въ тропикахъ, гдѣ возмущающіе и осложняющіе движеніе факторы слабы сравнительно съ двумя основными, сказывается особенно рельефно на путяхъ тропическихъ минимумовъ. Какъ уже извѣстно, на экваторѣ вѣтры направлены прямо отъ востока къ западу, далѣе въ тропическомъ поясѣ они переходятъ въ NE или SE пассатъ, дующій до широтъ 30°—35°, гдѣ вѣтры очень слабы и неопредѣленны; а затѣмъ внѣ тропиковъ нижніе вѣтры переходятъ въ преобладающія SW—теченія въ сѣверномъ, въ NW—теченія въ южномъ полушаріяхъ. Чертежъ 154 даетъ обычный путь Антильскихъ (Вестъ - Индскихъ) урагановъ; здѣсь,—въ открытомъ океанѣ, возмущающія вліянія уменьшены до минимума, и ураганъ идетъ подъ дѣйствіемъ общаго движенія воздуха, пока вблизи экватора меридіональная слагающая мала, сначала отъ E почти прямо на W, затѣмъ съ ея усиленіемъ поворачиваетъ на NW; вблизи конскихъ широтъ въ области слабыхъ и перемѣнныхъ вѣтровъ онъ движется почти по меридіану; а когда онъ переходитъ тропики и вступаетъ въ область вѣтровъ среднихъ широтъ, его путь направляется къ NE. Траэкторія центра вихря имѣетъ видъ параболы, обращенной выпуклостью на W.



Черт. 154. Обыкновенный путь Антильскихъ урагановъ.

Въ среднихъ широтахъ въ сѣверномъ полушаріи общее движеніе минимумовъ подъ вліяніемъ преобладающихъ здѣсь SW вѣтровъ направлено отъ WSW къ ENE. Но въ этихъ широтахъ вообще при большой неравномѣрности распредѣленія суши и водъ возмущающіе движеніе факторы уже обыкновенно берутъ перевѣсъ надъ основными, и перемѣщеніе барометрическихъ минимумовъ отличается чрезвычайнымъ разнообразіемъ путей. Черт. 155 представляетъ по Кеппену пути барометрическихъ минимумовъ въ сѣверной половинѣ Атлантическаго океана и на омываемыхъ имъ берегахъ; здѣсь движеніе минимумовъ наиболѣе изучено. На этомъ чертежѣ ясно видно,—и это—фактъ первостепенной важности,—что преобладающее *большинство минимумовъ на Атлантическомъ океанѣ направляется вдоль теплаго теченія Гольфштрема*

и вступаетъ на материкъ Европы чрезъ сѣверную Германію, Данію или южную часть Скандинавскаго полуострова.



Черт. 155. Пути барометрическихъ минимумовъ сѣвернаго Атлантическаго океана по Кеппену.

88. **Движеніе барометрическихъ минимумовъ.** Представимъ себѣ прежде всего барометрическій минимумъ, развившійся при правильномъ, нормальномъ распредѣленіи температуръ и абсолютныхъ влажностей въ нижнихъ слояхъ воздуха. При этихъ условіяхъ температуры и влажности убываютъ параллельно кругамъ широтъ отъ экватора къ полюсу [1]). Въ области минимума въ восточную его часть для сѣвернаго полушарія будутъ тогда притекать вѣтры изъ мѣстностей съ болѣе высокой температурой и большой сравнительно абсолютной влажностью; вслѣдствіе этого восточная половина минимума и будетъ областью аномально повышенныхъ температуръ, большой влажности, облачности и обильныхъ обложныхъ осадковъ. Наоборотъ, въ западную половину минимума будутъ притекать вѣтры изъ мѣстъ, лежащихъ сѣвернѣе минимума, принося пониженныя температуры, малую влажность и потому быстро уменьшающуюся облачность при рѣдкихъ и слабыхъ, спорадически выпадающихъ осадкахъ; наблюдаемое здѣсь нисходящее движеніе воздушныхъ массъ еще усилитъ этотъ эффектъ.

---

[1]) Само собою разумѣется, что здѣсь идетъ рѣчь о температурахъ и влажностяхъ столба воздуха въ нѣсколько тысячъ метровъ толщины, а не о температурахъ и влажностяхъ, непосредственно наблюдаемыхъ у земной поверхности.

Нетрудно видѣть, что это распредѣленіе погоды на территоріи минимума само по себѣ является факторомъ, опредѣляющимъ движеніе минимума. Въ самомъ дѣлѣ, въ восточной части вихря сосредоточены всѣ условія, которыя должны способствовать дальнѣйшему паденію, уменьшенію давленія: при прочихъ равныхъ условіяхъ это послѣднее будетъ тѣмъ менѣе, чѣмъ меньше плотность воздуха, т. е. чѣмъ выше его температура и чѣмъ больше его влажность [1]). Въ восточной части температуры аномально повышены, влажность значительна; конденсація паровъ, сопровождающаяся освобожденіемъ теплоты, потраченной на парообразованіе, и большая облачность еще болѣе уменьшаютъ плотность приносимыхъ сюда массъ воздуха и вмѣсто выполненія вихря заставляютъ барометрическое давленіе здѣсь падать еще далѣе. Въ западной части барометрическаго минимума, наоборотъ, всѣ условія способствуютъ повышенію давленія: замѣщеніе теплыхъ и влажныхъ массъ воздуха сухими и холодными, притекающими съ сѣвера, уменьшеніе ихъ влажности, малая облачность, способствующая охлажденію вслѣдствіе излученія,—всѣ эти причины увеличиваютъ плотность приносимыхъ сюда массъ воздуха, заставляютъ возрастать давленіе и помогаютъ быстрому выполненію вихря въ этой части.

Результатомъ дѣйствія этихъ противоположныхъ вліяній, присоединяющихся къ двумъ указаннымъ ранѣе, основнымъ факторамъ, и является перемѣщеніе минимума въ такомъ именно направленіи, что восточная его половина является передней его частью, западная—задней. Но таковыми будутъ условія перемѣщенія минимума только до тѣхъ поръ, пока распредѣленіе температуръ и влажностей не уклоняются отъ нормы.

Допустимъ, напримѣръ, что на нѣкоторой части земной поверхности, занятой развившимся барометрическимъ минимумомъ, распредѣленіе температуръ и влажностей діаметрально противоположно предыдущему и что температуры, а вмѣстѣ съ ними и абсолютныя влажности здѣсь убываютъ отъ сѣвера къ югу. Ясно, что теперь въ западную часть минимума будутъ притекать вѣтры съ сѣвера,—изъ области высокихъ температуръ и влажностей, въ восточную—съ юга,—изъ области низкихъ температуръ и малыхъ влажностей. Въ западной части вихря сосредоточены теперь условія, способствующія дальнѣйшему пониженію давленія, тогда какъ на востокѣ всѣ условія будутъ помогать скорѣйшему выполненію вихря. Если

---

[1]) Послѣднее понятно: плотность водяныхъ паровъ меньше плотности воздуха.

эти возмущающіе факторы настолько велики, что возьмутъ перевѣсъ надъ двумя основными факторами, стремящимися вихрь перемѣстить отъ SW къ NE, то очевидно, что вихрь долженъ будетъ перемѣщаться отъ NE къ SW, т. е. обратно его обычному, нормальному движенію.

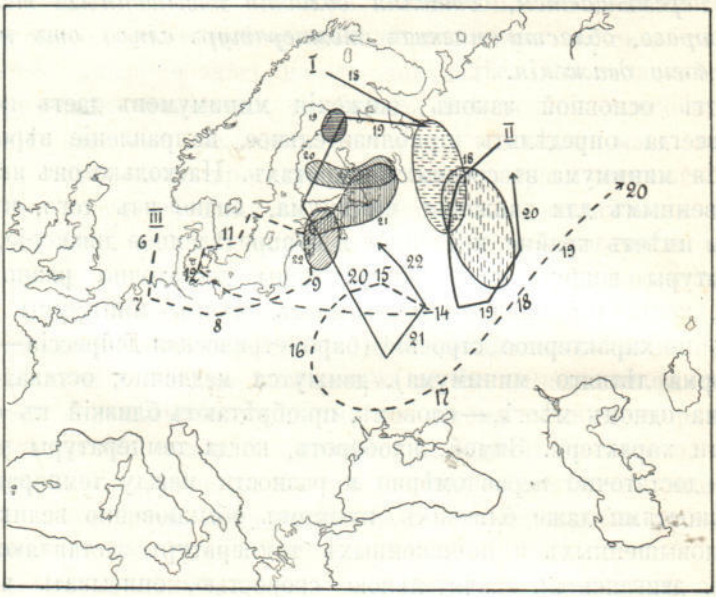
Наблюденія показываютъ, что эти осложняющіе движеніе факторы обыкновенно, — особенно въ холодное или переходныя времена года, когда минимумы въ среднихъ широтахъ и чаще, и глубже, и рѣзче развиты, — берутъ перевѣсъ надъ основными и *барометрическій минимумъ среднихъ широтъ въ сѣверномъ полушаріи перемѣщается, оставляя области повышенныхъ температуръ вправо, области низкихъ температуръ влѣво отъ направленія своего движенія.*

Этотъ основной законъ движенія минимумовъ даетъ возможность всегда опредѣлить приблизительное направленіе вѣроятнаго движенія минимума въ среднихъ широтахъ. Насколько онъ является существеннымъ для движенія минимума, видно изъ того, что минимумъ имѣетъ крайне медленное и неопредѣленное движеніе, когда температуры вокругъ него распредѣлены достаточно равномѣрно; лѣтомъ, когда это чаще всего имѣетъ мѣсто, минимумы всегда имѣютъ не характерное строеніе (барометрическая депрессія—обычная форма лѣтняго минимума), движутся медленно, оставаясь подолгу на одномъ мѣстѣ,—словомъ, пріобрѣтаютъ близкій къ стаціонарности характеръ. Зимой, наоборотъ, когда температуры распредѣлены достаточно неравномѣрно и разности между температурами и влажностями даже близкихъ пунктовъ обыкновенно велики, области повышенныхъ и пониженныхъ температуръ заставляютъ минимумъ, двигаясь съ значительною скоростью, описывать чрезвычайно сложныя и запутанныя траэкторіи.

Очень хорошею иллюстраціею того, въ какой мѣрѣ расположеніе областей повышенныхъ и пониженныхъ температуръ вліяетъ на перемѣщеніе барометрическаго минимума, можетъ служить путь, пройденный минимумомъ 18—22 марта 1895 г., разобранный въ свое время мною (Метеорол. Вѣстн., 1895, 157). Черт. 156 даетъ путь центра этого минимума сплошною линіею; а штриховкою отмѣчены послѣдовательныя положенія области холода. По мѣрѣ того, какъ мѣнялось послѣдовательно положеніе этой области, измѣнялось и направленіе движенія вихря. Двигаясь сначала (17—18 Ш) на Ю.-Ю.-В., подъ вліяніемъ образовавшейся въ тылу его области холода онъ измѣняетъ направленіе движенія на почти діаметрально противоположное (18—19 Ш) съ В. на З.; затѣмъ по мѣрѣ того, какъ область холода постепенно спускается къ Ю., и минимумъ поворачиваетъ въ Ю.-Ю.-З. направленіи. Огибая эту область пониженныхъ температуръ, минимумъ описываетъ петлю, двигаясь послѣдовательно затѣмъ на Ю.-В., С.-В. и С.-З., пока 22 Ш онъ не выполнился до совершеннаго

исчезновенія въ Прибалтійскихъ губерніяхъ. Подобное нѣчто представляютъ собою нанесенные на томъ же черт. 156 (кривыя II и III) пути минимумовъ 18—20 VI 1893 г. и 6—20 VI 1894 г.

Механическое дѣйствіе движущихся въ самомъ минимумѣ массъ воздуха, производящихъ на образовавшійся барометрическій минимумъ давленіе,—наибольшее тамъ, гдѣ это движеніе всего сильнѣе, является дальнѣйшимъ осложняющимъ факторомъ въ движеніи этихъ вихрей. Этотъ осложняющій факторъ выражается особенно рельефно въ томъ случаѣ, когда въ минимумѣ наблюдаются большіе градіенты и сильные вѣтры. *Вихрь стремится тогда перемѣщаться по на-*



Черт. 156. Пути нѣсколькихъ барометрическихъ минимумовъ при аномальномъ распредѣленіи температуръ: I—18—22 марта 1895 г., II—18—20 іюня 1893 г., III—6—20 іюня 1894 г. Заштрихованныя площади—послѣдовательныя положенія областей пониженныхъ температуръ.

правленію наиболѣе сильныхъ вѣтровъ или перпендикулярно къ направленію наибольшихъ градіентовъ: послѣднее будетъ понятно, если принять во вниманіе, что въ минимумахъ среднихъ широтъ вѣтеръ составляетъ съ градіентомъ большіе углы и ближе къ изобарѣ, чѣмъ къ градіенту.

Перечисленными факторами не исчерпываются, однако, всѣ тѣ условія, которыми опредѣляется направленіе перемѣщенія барометрическаго минимума. Совокупность окружающихъ данный вихрь условій, въ зависимости отъ присутствія вблизи его другихъ подоб-

ныхъ вихрей, создаетъ также факторы, воздѣйствующіе на движеніе даннаго, разсматриваемаго минимума. Непосредственными наблюденіями давно уже установлено правило, что *барометрическій минимумъ, приближаясь къ области барометрическаго максимума, обыкновенно огибаетъ эту послѣднюю по часовой стрѣлкѣ слѣва направо въ сѣверномъ полушаріи.* Непосредственною причиною въ этомъ случаѣ, какъ будетъ указано далѣе, является механическое дѣйствіе движущихся въ обоихъ вихряхъ массъ воздуха.

Окончательное движеніе барометрическаго минимума опредѣлится въ каждомъ частномъ случаѣ суммарнымъ дѣйствіемъ всѣхъ указанныхъ выше, одновременно вліяющихъ на него факторовъ: перевѣсъ надъ всѣми остальными возьметъ, конечно, тотъ, который выраженъ наиболѣе сильно. Во всякомъ случаѣ, образовавшійся минимумъ всегда будетъ двигаться туда, гдѣ наиболѣе сильно падаетъ давленіе, т. е. туда, гдѣ перевѣсъ оттока надъ притокомъ будетъ наибольшій. Такъ какъ всего сильнѣе на притокъ и оттокъ воздуха вліяетъ распредѣленіе областей тепла и холода, если только есть достаточная неравномѣрность въ распредѣленіи температуры въ той части земной поверхности, гдѣ минимумъ развился, то это *распредѣленіе областей тепла и холода и является главнѣйшимъ факторомъ въ движеніи барометрическаго минимума.*

89. **Перемѣщеніе барометрическихъ максимумовъ.** Барометрическій максимумъ по самой своей природѣ обладаетъ гораздо меньшей способностью къ перемѣщеніямъ, отличается большей наклонностью къ остановкамъ на одной и той же мѣстности, большей *стаціонарностью.* Образуемый нисходящими массами воздуха, притекающими къ центру сверху и растекающимися во всѣ стороны внизу, уже вслѣдствіе этого барометрическій максимумъ является гораздо менѣе зависимымъ отъ условій, существующихъ въ нижнихъ слояхъ воздуха. Распредѣленіе температуръ на поверхности земли поэтому не имѣетъ значенія для максимума. Точно также и внутреннія теченія, существующія въ районѣ вихря, существенно не оказываютъ вліянія на перемѣщенія максимума. Опускаясь изъ высокихъ слоевъ атмосферы, гдѣ треніе мало, вблизи земной поверхности массы воздуха въ максимумѣ, увеличивая свою плотность и упругость по мѣрѣ пониженія, претерпѣваютъ при этомъ значительныя уменьшенія объема и испытываютъ внизу значительно большее треніе, чѣмъ вверху; растекаясь отъ центра къ периферіи, онѣ занимаютъ сверхъ того все большія и большія площади; отсюда—то медленное убываніе давленія отъ центра къ периферіи, которое такъ характерно для барометрическаго максимума; от-

сюда же—и тѣ слабые вѣтры, и тѣ затишья, которые даютъ такой типичный обликъ погодѣ въ области максимума [1]).

Главнѣйшимъ факторомъ, осложняющимъ основные, разсмотрѣнные уже выше, въ перемѣщеніи максимумовъ является усиливающееся подъ вліяніемъ сложившихся условій въ какомъ либо пунктѣ опусканіе массъ воздуха. Въ такомъ случаѣ въ этомъ пунктѣ притокъ воздуха беретъ перевѣсъ надъ его оттокомъ, давленіе здѣсь начинаетъ повышаться и сюда передвигается центръ высокаго давленія. Для того, чтобы въ данномъ пунктѣ началось болѣе интензивное опусканіе массъ воздуха, достаточно того неустойчиваго равновѣсія, которое возникаетъ подъ вліяніемъ усиленной ясною погодою инсоляціи въ нижнихъ слояхъ атмосферы, или же того охлажденія излученіемъ, которое должно развиться при ясной погодѣ максимума въ ночное или зимнее время. Дневное неустойчивое равновѣсіе при инсоляціи, заставляющее подниматься вверхъ нижніе, интензивно нагрѣтые слои воздуха и приводящее въ замѣну ихъ холодные верхніе, является главнѣйшимъ факторомъ, вызывающимъ перемѣщеніе максимумовъ въ лѣтнее время. Усиленное мѣстное нисхожденіе холодныхъ массъ воздуха при интензивномъ излученіи—главная причина перемѣщенія зимнихъ антициклоновъ.

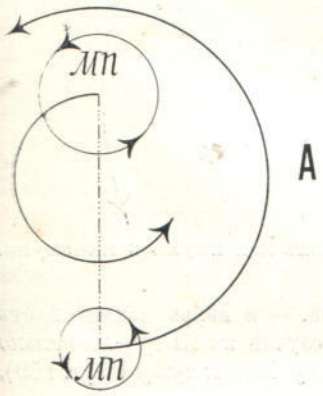
Вообще относительно барометрическихъ максимумовъ установлено непосредственными наблюденіями, какъ это и было уже отмѣчено ранѣе, что можно различать два типа этихъ вихрей; одинъ изъ нихъ, образующійся путемъ отдѣленія, сегментаціи отъ постоянныхъ максимумовъ, обладаетъ малой подвижностью, склоненъ подолгу оставаться на одномъ и томъ же мѣстѣ,—словомъ—типичный *стаціонарный максимумъ*. Таковы напр. восточно-сибирскій максимумъ, азорскій максимумъ. Въ другомъ типѣ,—въ настоящихъ *временныхъ* максимумахъ,—образующемся обыкновенно при прохожденіи волнъ холода между двумя областями пониженнаго давленія, напротивъ наблюдается склонность быстро мѣнять свое мѣсто по земной поверхности, слѣдуя за движеніемъ волнъ холода; причина такой подвижности, какъ показываютъ изслѣдованія,—именно неустойчивое (но—не вслѣдствіе инсоляціи) равновѣсіе массъ воздуха, ведущее къ обвалу холодныхъ верхнихъ слоевъ

---

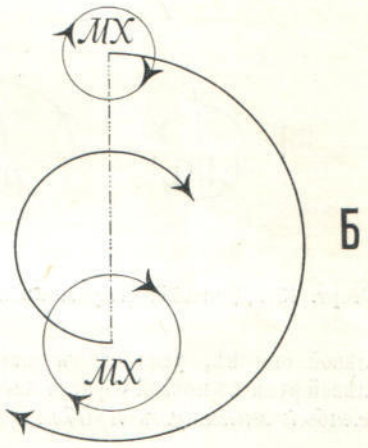
[1]) Интересно въ дополненіе къ сказанному отмѣтить, что и гидродинамика теоретически предсказываетъ, что скорость вѣтра въ барометрическомъ максимумѣ должна быть въ $2:\sqrt{13}$ разъ меньше, чѣмъ въ минимумѣ, если положить коэффиціентъ тренія равнымъ 0.00008.

внизъ; при этомъ максимумъ всегда перемѣщается туда, гдѣ обвалъ холоднаго воздуха идетъ наиболѣе интензивно.

90. Движеніе сопряженныхъ вихревыхъ системъ. Подъ названіемъ *сопряженныхъ вихрей* разумѣется тотъ случай, когда двѣ однородныя или неоднородныя (по направленію образовавшейся циркуляціи) системы, — напр. два барометрическихъ минимума, или два барометрическихъ максимума, или наконецъ минимумъ и максимумъ, — возникаютъ достаточно близко одна къ другой. Гельмгольтцъ аналитически показалъ, что въ этомъ случаѣ обѣ вихревыя системы, сближаясь, всегда обнаружатъ взаимодѣйствіе, выражающееся въ томъ, что и та, и другая извѣстнымъ образомъ измѣнятъ направленіе своего движенія. Причина этого — механическое давленіе движущихся массъ



Черт. 157. Движеніе двухъ сопряженныхъ барометрическихъ минимумовъ.

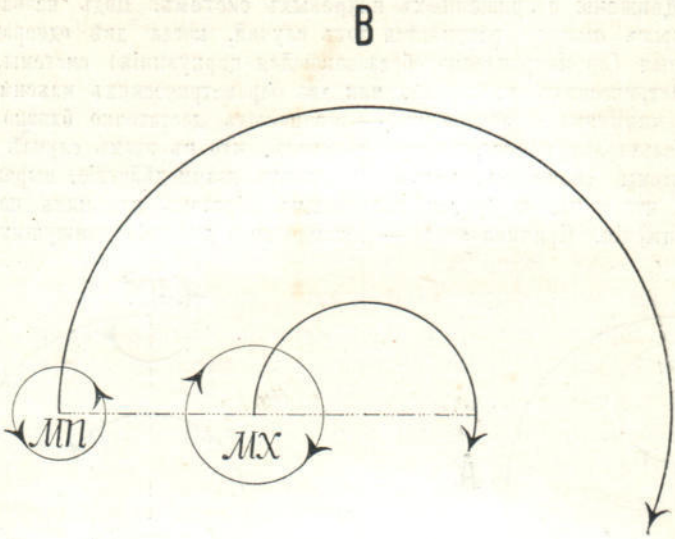


Черт. 158. Движеніе двухъ сопряженныхъ барометрическихъ максимумовъ.

одной системы на движущіяся массы другой, — совершенно такое же, какъ и въ случаѣ слагающей по направленію общаго движенія атмосферы. По Гельмгольтцу два однородныхъ вихря, въ которыхъ совершается одинаково циркуляція воздушныхъ массъ,—напр. два минимума или два максимума,—должны двигаться около точки, лежащей между ихъ центрами; два разнородныхъ вихря, въ которыхъ циркуляція совершается по противоположнымъ направленіямъ, должны двигаться около точки, лежащей на продолженіи линіи, соединяющей ихъ центры, по ту сторону, гдѣ находится вихрь, сильнѣйшій по всей развиваемой или расходуемой имъ энергіи. Если вихри одинаковы, равны по энергіи, они будутъ двигаться по прямымъ, параллельнымъ между собою траэкторіямъ. Направленіе движенія каждой изъ системъ опредѣлится тѣмъ давленіемъ, которое она испытываетъ отъ другой.

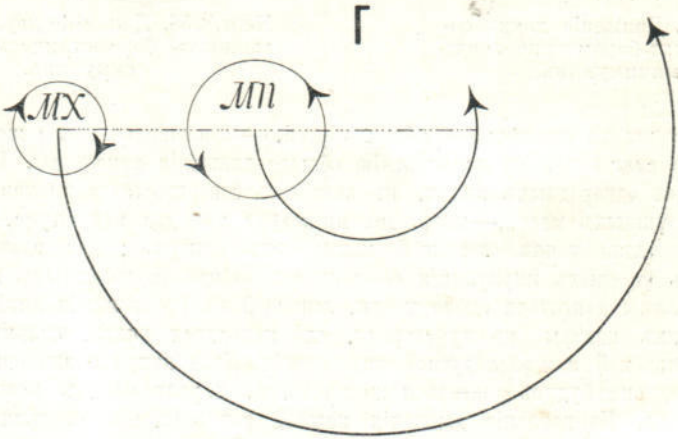
Черт. 157—162 схематически представляютъ возможные случаи такого движенія сопряженныхъ минимумовъ и максимумовъ. Такъ, напр., въ случаѣ, когда имѣются два сопряженныхъ минимума (черт. 157), верхній будетъ двигаться туда, куда его стремятся сдвинуть теченія нижняго; а эти послѣднія стремятся его выполнить справа и надавливать на его правую сторону, и наоборотъ стремятся

уменьшить давленіе и усилить оттокъ воздуха на его лѣвой сторонѣ, и вихрь движется справа налѣво, какъ указано стрѣлками. Въ нижнемъ минимумѣ наоборотъ воздушныя теченія верхняго вихря давятъ и выполняютъ вихрь въ



Черт. 159. Движеніе сопряженныхъ барометрическихъ максимума и минимума.

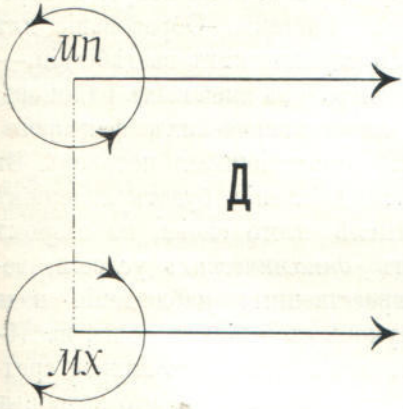
лѣвой сторонѣ, усиливаютъ разрѣженіе въ правой, — и вихрь движется отъ лѣвой руки къ правой обратно часовой стрѣлкѣ. Въ случаѣ, *когда сравнительно слабый минимумъ приближается къ сильному максимуму* (черт. 159),



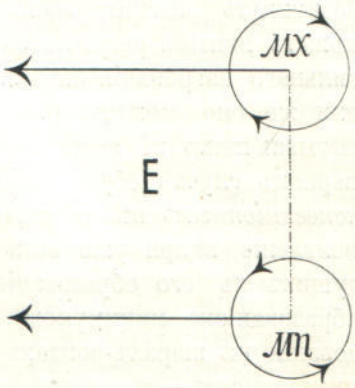
Черт. 160. Движеніе сопряженныхъ барометрическихъ минимума и максимума.

онъ будетъ огибать его въ сѣверномъ полушаріи отъ лѣвой руки къ правой по часовой стрѣлкѣ. Наоборотъ *сильный минимумъ* (черт. 160) *заставляетъ болѣе слабый максимумъ огибать себя отъ лѣвой руки къ*

правой обратно часовой стрѣлкѣ. Хотя на практикѣ трудно оцѣнить энергію или интензивность возникшаго вихря, однако, насколько можно судить по непосредственнымъ наблюденіямъ, положенія Гельмгольтца о сопряженныхъ вихряхъ оправдываются для вихрей, возникающихъ въ атмосферѣ; для сопря-



Черт. 161. Движеніе сопряженныхъ барометрическихъ минимума и максимума равной силы.



Черт. 162. Движеніе сопряженныхъ барометрическихъ максимума и минимума равной силы.

женныхъ максимума и минимума первая половина предшествующихъ правилъ выведена была уже ранѣе теоретическихъ изслѣдованій непосредственно на основаніи наблюденій, какъ упомянуто было объ этомъ ранѣе.

91. **Возникновеніе и условія развитія вихрей съ вертикальной осью.** Чтобы кончить совсѣмъ съ разсматриваемыми вихрями, остается теперь еще прослѣдить на основаніи матеріаловъ, которыми располагаетъ современная метеорологія, какъ возникаютъ въ дѣйствительности эти вихри съ вертикальной осью. Силы, опредѣляющія движеніе массъ воздуха: градіенты, отклоняющая сила земного вращенія, центробѣжная сила, треніе—всѣ онѣ являются уже—какъ результатъ накопленія въ извѣстныхъ массахъ воздуха запаса энергіи, которая этими силами только извѣстнымъ образомъ трансформируется въ то или другое вихревое движеніе; но сами по себѣ эти силы создать вихря не могутъ. Даже градіенты,—движущая сила въ настоящемъ смыслѣ этого слова,—появляются уже только тогда, когда въ различныхъ точкахъ атмосферы тѣмъ или инымъ путемъ образовалось неравенство давленія,—оказываются, значитъ, слѣдствіемъ накопленія энергіи въ этихъ точкахъ, но отнюдь не первичною причиною движенія. Вопросъ, который ставится теперь, есть, слѣдовательно, вопросъ, о первичной причинѣ появленія вихрей съ вертикальной осью,—вопросъ о томъ, откуда появляются или какимъ образомъ могутъ возникнуть въ атмосферѣ

тѣ запасы энергіи, какіе нужны для созданія подобныхъ вихрей и которые вступаютъ въ общій круговоротъ энергіи подъ дѣйствіемъ этихъ неперіодическихъ факторовъ погоды [1]).

Въ механизмѣ конвекціи было уже указано, какъ могутъ вообще возникнуть разсматриваемыя вихревыя системы. Образованіе ихъ можетъ явиться результатомъ или чисто термическихъ воздѣйствій,— сильнаго нагрѣванія или охлажденія одного изъ смежныхъ районовъ; или же оно можетъ быть слѣдствіемъ механическихъ факторовъ, вызывающихъ въ атмосферѣ появленіе конвекціонныхъ потоковъ. Въ первомъ случаѣ образованіе вихревого движенія будетъ явленіемъ *конвекціоннымъ* въ собственномъ смыслѣ этого слова, во второмъ появленіе вихря уже есть результатъ *динамическихъ* условій, ведущихъ къ его образованію. Непосредственныя наблюденія надъ образованіемъ минимумовъ и максимумовъ съ одной стороны, изслѣдованія на шарахъ-зондахъ и змѣяхъ надъ строеніемъ вихрей среднихъ широтъ—съ другой приводятъ къ тому выводу, что подобные вихри—по преимуществу вихри динамическаго происхожденія. Если въ настоящее время барометрическіе минимумы и максимумы называются явленіями конвекціонными, то только потому, что самому понятію о конвекціи теперь дается гораздо болѣе широкое значеніе, чѣмъ обыкновенно; подъ этимъ терминомъ разумѣются всѣ тѣ случаи или тѣ процессы, гдѣ наблюдается переносъ массъ и обмѣнъ энергіи между различными тѣлами помимо непосредственной проводимости,—независимо отъ того, будетъ-ли этотъ обмѣнъ вызванъ тепловыми, механическими или какими бы то ни было другими причинами. А затѣмъ, конечно, и динамическія воздѣйствія въ земной атмосферѣ, сведенныя къ своей конечной причинѣ,—только результатъ неодинаковаго нагрѣванія различныхъ точекъ земной поверхности потокомъ лучистой энергіи отъ солнца,—слѣдовательно также конвекціонное явленіе, вызванное этимъ основнымъ факторомъ, дѣйствующимъ на земной поверхности.

Наблюденія относительно процессовъ возникновенія вихрей съ вертикальной осью даютъ указанія двоякаго рода. Удалось во-первыхъ прослѣдить хотя отчасти зарожденіе и развитіе нѣкоторыхъ изъ этихъ вихрей; во-вторыхъ полу-

---

[1]) А каковы эти запасы энергіи, которые барометрическій минимумъ напр. вноситъ въ данный районъ атмосферы, можно видѣть изъ слѣдующихъ цифръ. Подсчеты показали, что тропическій ураганъ, разразившійся надъ о. Кубою 5—7 Окт. 1844 г., въ теченіе трехъ дней долженъ былъ совершить работу въ 473×10^6 лошадиныхъ силъ. Въ минимумѣ 21 Окт. 1880 г. надъ сѣверозападомъ Россіи запасъ энергіи достигалъ по самому скромному подсчету до 232×10^{12} лошадиныхъ силъ въ 1 секунду. А это былъ еще сравнительно не глубокій и небольшой по внѣшнимъ размѣрамъ вихрь.

чено при помощи шаровъ-зондовъ и особенно змѣевъ достаточное количество данныхъ относительно термическихъ условій, характеризующихъ эти вихри.

Возникновеніе тропическихъ ураганов прослѣжено непосредственно, — особенно детально въ Бенгальскомъ заливѣ. Большіе тропическіе ураганы возникаютъ здѣсь вообще въ такъ называемый переходный періодъ (—мѣсяцы Май и Октябрь—Ноябрь) отъ муссона одного направленія къ муссону противоположному, когда давленіе надъ Индіею и Бенгальскимъ заливомъ распредѣлено довольно равномѣрно и когда здѣсь очень жарко. Ураганы образуются въ южной части залива, на сѣверной границѣ надвигающагося къ сѣверу или отступающаго къ югу SW—муссона, въ области слегка пониженнаго (вслѣдствіе высокой температуры и большой влажности) давленія при слабыхъ, перемѣнныхъ вѣтрахъ, часто смѣняющихся полнымъ затишьемъ. Мѣстомъ возникновенія для тропическихъ ураганов являются вообще области затишья или перемѣнныхъ вѣтровъ, гдѣ давленіе слегка понижено сравнительно съ окружающимъ райономъ, расположенныя надъ тропическими океанами или морями. Въ мѣстности, гдѣ затѣмъ нѣсколько позднѣе возникаетъ впервые ураганъ, наблюдается предъ этимъ *неспокойная, перемѣнчивая погода* съ мѣстными, захватывающими то большій, то меньшій районъ дождевыми шквалами, сопровождающимися легкимъ паденіемъ барометра. Это продолжается два — три дня, иногда нѣсколько дольше, пока и вѣтры, и дождевые шквалы своимъ направленіемъ не обнаружатъ ясно выраженнаго центра пониженнаго давленія, который тотчасъ же начинаетъ медленно,—особенно въ началѣ, — перемѣщаться въ западномъ или сѣверномъ направленіи, образуя уже настоящій типичный тропическій ураганъ, быстро усиливающійся по мѣрѣ своего движенія.

Въ соотвѣтствіе съ мѣстомъ зарожденія, которое по предыдущему не является областью исключительно высокихъ температуръ, и анализъ всей совокупности извѣстныхъ въ настоящее время относительно этихъ вихрей фактовъ говоритъ за то, что конвекціонное ихъ происхожденіе едва-ли можетъ имѣть здѣсь мѣсто и что факторы, подъ дѣйствіемъ которыхъ могутъ возникнуть эти вихри, скорѣе исключительно динамическаго характера.

Въ самомъ дѣлѣ, — равномѣрное распредѣленіе высокихъ температуръ въ области вихря съ быстрымъ скачкомъ температуры въ самомъ центрѣ урагана въ связи съ быстрымъ перемѣщеніемъ вихря не говоритъ въ пользу того, что районъ, занятый ураганомъ, нагрѣтъ выше окружающихъ вихрь мѣстностей. Нисходящее движеніе въ центрѣ вихря, дающее единственное возможное объясненіе появленію «глаза бури», составляющаго такую типичную особенность тропическихъ циклоновъ, наблюдаемое при томъ въ самомъ центрѣ вихря, гдѣ восходящій потокъ, согласно теоріи, долженъ былъ бы быть наиболѣе интензивнымъ, также не говоритъ за исключительно большое повышеніе температуры, которое могло бы вызвать эти мощные вихри. Огромныя скорости вѣтровъ, движущихся при этомъ почти параллельно изобарѣ, въ свою очередь не могутъ быть слѣдствіемъ термически возникшаго восходящаго потока, который въ такомъ случаѣ долженъ былъ бы отличаться колоссальными вертикальными скоростями и исключительной мощностью. А между тѣмъ и восходящіе токи въ тропическомъ ураганѣ, и общая высота ихъ по всѣмъ извѣстнымъ даннымъ, полученнымъ наблюденіями, достигаютъ высотъ, вообще много не превосходящихъ 1000 м.

Минимумы среднихъ широтъ—явленіе, свойственное мѣстностямъ, наиболѣе изслѣдованнымъ въ метеорологическомъ отношеніи и покрытымъ наиболѣе густою

сѣтью наблюдательныхъ пунктовъ; однако, условія ихъ возникновенія прослѣдить до сихъ поръ почти не удавалось: мѣста ихъ первоначальнаго зарожденія—по преимуществу океаны, гдѣ систематическія наблюденія именно отсутствуютъ и гдѣ приходится довольствоваться только отрывочными судовыми наблюденіями. На метеорологическихъ картахъ приходится уже обыкновенно видѣть и изучать барометрическій минимумъ въ готовомъ, сформировавшемся видѣ. Правда,—есть одинъ классъ минимумовъ въ среднихъ широтахъ, возникающихъ на самыхъ материкахъ *сегментаціею*, отдѣленіемъ отъ главнаго, вызвавшаго ихъ къ существованію минимума; но на нихъ, къ сожалѣнію, до сихъ поръ не было обращено должнаго вниманія.

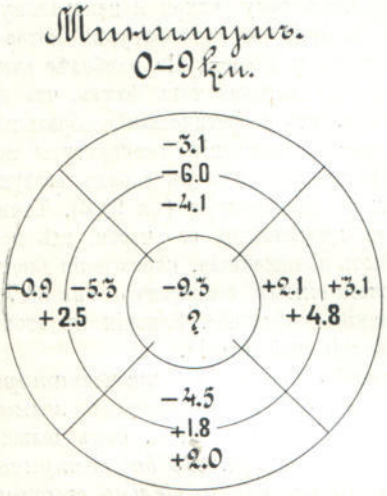
Насколько, однако, можно судить по непосредственнымъ даннымъ Европейскихъ бюллетеней, всѣ случаи подобнаго рода показываютъ, что о какомъ либо значительномъ нагрѣваніи здѣсь также не можетъ быть и рѣчи. Въ общемъ процессъ и условія образованія сегментаціею новаго минимума во внѣтропической области оказываются до извѣстной степени напоминающими то, что наблюдается и при образованіи минимумовъ тропическихъ. Область возникновенія всегда—область слабыхъ вѣтровъ, перемѣнчивой погоды, проходящихъ дождей или грозъ, смѣняющихся ясною погодою. Обыкновенно это—въ тоже время область *немного повышенныхъ температуръ* и сравнительно *большой влажности*. Зарожденіе минимумовъ сегментаціею наблюдается по преимуществу въ области сѣдлообразныхъ изобаръ, образующейся между рѣзко выраженными и накрестъ расположенными четырьмя областями высокаго и низкаго давленія. Какихъ либо исключительныхъ повышеній температуры въ такихъ областяхъ обыкновенно не наблюдается.

Наблюденія надъ температурами воздушныхъ массъ, образующихъ вихри съ вертикальной осью, произведены съ помощью змѣевъ и шаровъ - зондовъ за послѣднее время въ достаточно большомъ количествѣ и до высотъ большихъ 10 км. въ средней Европѣ и Сѣв. Америкѣ. Обработанныя сперва Бецольдомъ для Германіи, а затѣмъ Вегенеромъ для всей средней Европы, для Сѣв. Америки—Х. Кляйтономъ, они даютъ довольно опредѣленныя указанія на то, что барометрическіе минимумы и максимумы среднихъ широтъ сѣвернаго полушарія въ большинствѣ—не термическаго происхожденія. Строеніе этихъ вихрей затѣмъ и въ термическомъ, и въ другихъ отношеніяхъ — сложнѣе, чѣмъ его рисуютъ обычныя схемы конвекціи,—какъ приходилось впрочемъ уже на это указывать и ранѣе.

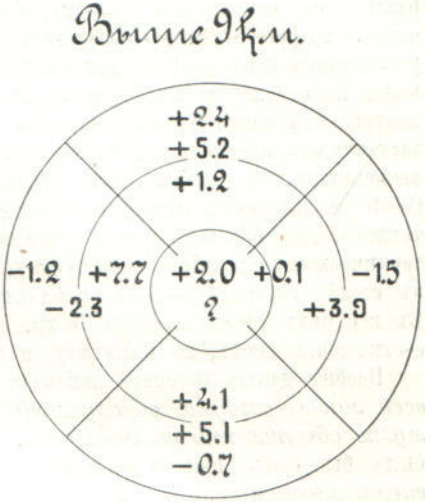
Данныя этого рода прежде всего опредѣленно говорятъ, что въ различныхъ частяхъ вихря съ вертикальной осью,—будетъ-ли то барометрическій минимумъ или-же максимумъ, — массы воздуха до наибольшей высоты, о которой можно судить по наблюденіямъ, имѣютъ далеко неодинаковыя температуры. Различіе, наблюдаемое между температурами отдѣльныхъ частей вихря вблизи земной поверхности, распространяется и на гораздо болѣе высокіе слои.

Такъ изслѣдованіе Вегенера для средней Европы показало, что въ барометрическомъ минимумѣ восточная сторона для всего столба воздуха отъ поверхности почвы до высоты 9 км. имѣетъ аномально повышенныя температуры; наоборотъ въ сѣверо-западной части вихря весь столбъ воздуха до той-же высоты имѣетъ аномально пониженныя температуры. Выше 9 км. соотношеніе между температурами для этихъ столбовъ воздуха въ минимумѣ — обратное. Тоже самое въ общихъ чертахъ дали изслѣдованія Кляйтона для барометрическихъ минимумовъ сѣв. Америки. Въ барометрическомъ максимумѣ по изслѣдованіямъ Вегенера и Кляйтона точно также аномально тепелъ столбъ воздуха

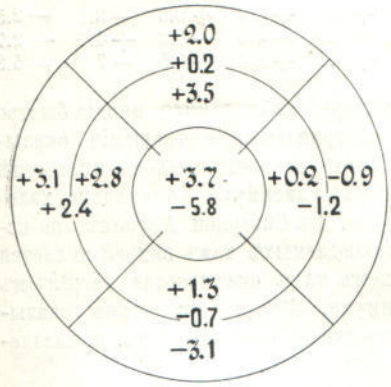
отъ поверхности почвы до 9 км. высоты на сѣверо-западной сторонѣ вихря и аномально холоденъ столбъ воздуха къ юго-востоку отъ центра вихря. Выше 9 км. и здѣсь соотношеніе температуръ—обратное.



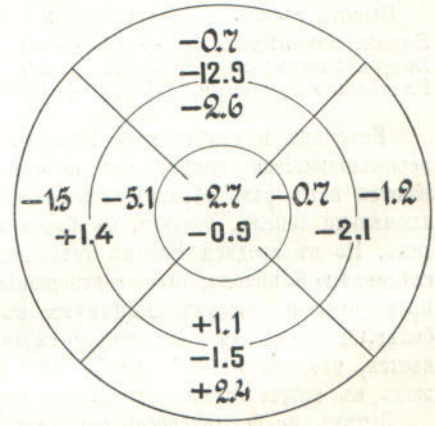
Черт. 163. Распредѣленіе температуръ въ барометрическомъ минимумѣ въ столбѣ воздуха до 9 км. высоты.



Черт. 164. Распредѣленіе температуръ въ барометрическомъ минимумѣ въ столбѣ воздуха выше 9 км. высоты.



Черт. 165. Распредѣленіе температуръ въ барометрическомъ максимумѣ въ столбѣ воздуха до 9 км. высоты.



Черт. 166. Распредѣленіе температуръ въ барометрическомъ максимумѣ въ столбѣ воздуха выше 9 км. высоты.

Схематически эти данныя для большей наглядности можно представить на чертежахъ 163—166. Вся область вихря здѣсь и въ барометрическомъ минимумѣ, и въ максимумѣ представлена раздѣленною на 4 квадранта, внутри ко-

торыхъ даны отклоненія температуры отъ средней для всего вихря. Для того и другого вихря даны отдѣльно отклоненія въ столбѣ воздуха 0—9 км. и затѣмъ отъ 9 км. и выше. Въ каждомъ квадрантѣ Вегенеръ для средней Европы различаетъ еще сверхъ того периферію, среднюю зону вихря и центральную часть. Цифры ясно обрисовываютъ все то различіе по температурѣ, которое установлено наблюденіями для вихрей съ вертикальной осью. Но наиболѣе важнымъ по отношенію къ разсматриваемому вопросу является тотъ фактъ, что въ центральной части барометрическаго минимума, гдѣ теоретическія соображенія заставляютъ предполагать въ случаѣ термической конвекціи температуры повышенными, на самомъ дѣлѣ наблюденія устанавливаютъ въ слояхъ воздуха 0—9 км. наоборотъ *аномально пониженныя* температуры (на 9°.3). Точно также и для барометрическаго максимума въ центральной его части, гдѣ при термической конвекціи температуры должны быть пониженныя, наблюденія даютъ въ столбѣ воздуха 0—9 км. *аномально повышенныя* температуры (на 3°.7). Въ верхнихъ слояхъ,—выше 9 км. соотношеніе — обратное. Близкія къ этому соотношенія даютъ, по Кляйтону, и американскія наблюденія.

Вообще даныя Вегенера показали для средней Европы, что *температура всей массы воздуха, образующей вихрь, въ барометрическомъ минимумѣ обыкновенно до 9—10 км. понижена*, а не повышена, какъ должно было бы быть при термическомъ возникновеніи вихря. *Въ барометрическомъ максимумѣ она наоборотъ до 9—10 км. сравнительно съ окружающими массами воздуха обыкновенно нагрѣта и повышена* соотвѣтственно адіабатическому измѣненію при опусканіи, а не понижена, какъ предполагаетъ термическое возникновеніе вихря. Слѣдующая таблица даетъ въ цифрахъ понятіе о наблюдаемыхъ въ дѣйствительности отклоненіяхъ средней температуры всей массы воздуха въ вихрѣ отъ средней температуры окружающей атмосферы для европейскихъ вихрей.

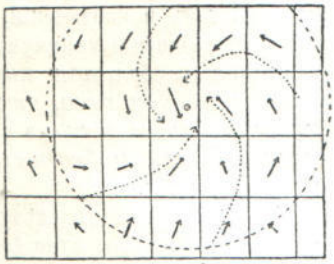
Высота въ км.	0	2	4	6	8	10	13	16
Баром. максимумъ	+0.8	+2.0	+2.9	+3.2	+2.9	+0.3	—3.1	—2.5
Баром. минимумъ	—0.2	—2.0	—3.4	—3.9	—3.5	—0.2	+4.7	+2.7
Разность макс.—мин.	+1.0	+4.0	+6.3	+7.1	+6.4	+0.5	—7.8	—5.2

Впрочемъ и для средней Европы, по Вегенеру, наблюдаются иногда быстро перемѣщающіеся вихри, для которыхъ разсматриваемыя соотношенія оказываются какъ разъ обратными и воздухъ въ такомъ барометрическомъ минимумѣ аномально тепелъ, воздухъ въ барометрическомъ максимумѣ—аномально холоденъ. Но въ средней Европѣ такіе вихри рѣдки. Въ Сѣверной Америкѣ, по изслѣдованію Кляйтона, такое соотношеніе для наблюдаемыхъ тамъ вихрей является правиломъ и воздухъ минимума въ среднемъ тамъ оказывается нагрѣтымъ болѣе, чѣмъ воздухъ барометрическаго максимума. Всегда при этомъ оказывается, что вихри, обладающіе такимъ термическимъ соотношеніемъ, принадлежатъ къ категоріи вихрей, быстро перемѣщающихся.

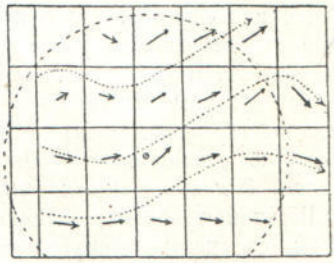
Затѣмъ не безынтересно отмѣтить и то, что и изслѣдованія Кляйтона надъ высотою барометрическихъ минимумовъ Сѣверной Америки и движеніемъ въ нихъ воздуха, и обширныя изысканія Биджелоу надъ движеніемъ облаковъ на Сѣв.-Американскомъ континентѣ совершенно опредѣленно указываютъ, что вихревое движеніе въ сѣверо-американскихъ минимумахъ не идетъ выше 4 км. надъ земною поверхностью. Начиная съ этихъ высотъ и надъ минимумами, и надъ максимумами Сѣв.-Американскаго материка направленіе движенія пери-

стыхъ облаковъ уже почти совершенно независитъ отъ находящагося вблизи земной поверхности вихря, какъ это можно видѣть на чер. 167—170.

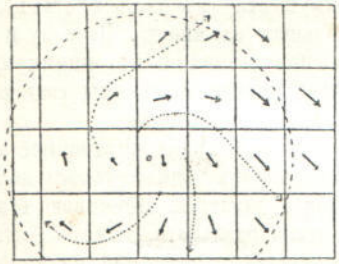
Если сопоставить эти данныя съ тѣмъ, что извѣстно о высотѣ тропическихъ ураганов и вихрей средней Европы, то не трудно видѣть, что сѣверо-американскіе вихри стоятъ какъ бы по срединѣ между тропическими ураганами и средне-европейскими вихрями: въ то время, какъ высота первыхъ вообще не превосходитъ 1 км., сѣверо-американскіе вихри захватываютъ слои до 4 км., но далеко не доходятъ до 9—10 км.,—высотъ, достигаемыхъ вихрями средней Европы.



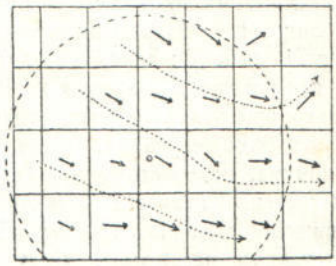
Черт. 167. Движеніе воздуха въ сѣверо-американскомъ барометрическомъ минимумѣ вблизи земной поверхности.



Черт. 168. Движеніе воздуха въ сѣверо-американскихъ барометрическихъ минимумахъ на высотѣ перистыхъ облаковъ.



Черт. 169. Движеніе воздуха въ сѣверо-американскихъ барометрическихъ максимумахъ вблизи земной поверхности.



Черт. 170. Движеніе воздуха въ сѣверо-американскихъ барометрическихъ максимумахъ на высотѣ перистыхъ облаковъ.

Приведенныя данныя относительно температуры всей массы воздуха, составляющей вихрь съ вертикальной осью, для средней Европы опредѣленно показываютъ, что о термическомъ происхожденіи огромнаго большинства Европейскихъ вихрей говорить не приходится. Что же касается сѣверо-американскихъ вихрей и быстро перемѣщающихся вихрей средне-европейскихъ, то и здѣсь во всякомъ случаѣ повышенія температуры въ минимумѣ сравнительно съ окружающими воздушными массами и пониженія ея въ максимумѣ такъ сравнительно незначительны, что не могутъ объяснить въ достаточной мѣрѣ появленіе тѣхъ огромныхъ запасовъ энергіи, которое несетъ въ себѣ развившійся вполнѣ вихрь съ вертикальной осью.

Такимъ образомъ при возникновеніи по крайней мѣрѣ части внѣтропическихъ минимумовъ коренная причина развитія ихъ также — не термическаго характера. Въ тоже время наблюденія показываютъ, что внѣтропическіе минимумы возникаютъ въ большинствѣ случаевъ надъ морями или въ непосредственной близости къ этимъ послѣднимъ зимою, когда воздухъ надъ морями несомнѣнно теплѣе и гораздо болѣе влаженъ, чѣмъ надъ окружающими ихъ материками. При движеніи минимумы эти стремятся по преимуществу двигаться надъ морями же, озерами и влажными областями, — вообще тамъ, гдѣ находятъ для себя новую пищу въ тепломъ и влажномъ воздухѣ. Въ холодныхъ и сухихъ мѣстностяхъ минимумы эти по большей части быстро выполняются и замираютъ. Совокупность всѣхъ этихъ фактовъ и наблюденій, въ связи съ отмѣченными ранѣе фактами относительно перемѣщенія минимумовъ, показываетъ, что, *если повышенная температура и большая влажность еще и не всегда достаточны сами по себѣ для того, чтобы вызвать образованіе барометрическаго минимума, то во всякомъ случаѣ онѣ составляютъ одно изъ существеннѣйшихъ, необходимыхъ условій для его возникновенія и дальнѣйшаго развитія.*

Первичную причину возникновенія большей части минимумовъ слѣдуетъ искать въ механическихъ условіяхъ, создаваемыхъ циркуляціею атмосферы. Такимъ механическимъ условіемъ, какъ это уже было ранѣе указываемо, могутъ явиться скручивающія силы, возникающія нерѣдко при существованіи двухъ воздушныхъ потоковъ, имѣющихъ неодинаковыя направленія движенія или неодинаковыя скорости. Но этимъ путемъ минимумъ можетъ возникнуть вездѣ, гдѣ только будутъ имѣться въ наличности такія скручивающія силы; а между тѣмъ минимумы возникаютъ по преимуществу въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ на лицо еще—повышенныя температуры и большая влажность. Поэтому и допущеніе дѣйствія такихъ механическихъ силъ при возникновеніи минимумовъ не исчерпываетъ вопроса и не объясняетъ, почему именно минимумы создаются только при этихъ особыхъ условіяхъ температуры и влажности.

Въ тѣхъ случаяхъ, когда можно наблюдать зарожденіе внѣтропическаго минимума, предшествующею фазою предъ возниковеніемъ всякаго такого вихря, обыкновенно является незначительное пониженіе давленія. Причиною такого пониженія давленія, на первый разъ очень незначительнаго, можетъ быть и интензивное нагрѣваніе, могутъ быть и механическія условія при наличности слабыхъ разностей въ температурахъ и особенно *во влажности* въ сосѣднихъ областяхъ. Если нагрѣваніе нѣкотораго района достаточно интензивно и поддерживается въ теченіе нѣкотораго достаточно продолжительнаго времени, то подъ дѣйствіемъ отклоняющихъ силъ вращенія земли возникшее въ видѣ восходящаго потока конвекціонное движеніе можетъ само собою, безъ дѣйствія всякихъ другихъ факторовъ, трансформироваться въ вихревое; этимъ именно путемъ долженъ возникнуть барометрическій минимумъ только вслѣдствіе чисто термическихъ причинъ. Этимъ путемъ вѣроятно и возникаютъ нѣкоторые минимумы въ теплое время года. Но, если нагрѣваніе слабо при достаточно однако большой влажности, то возникающій такимъ образомъ восходящій потокъ [1])

---

[1]) Само собою разумѣется, что, если рѣчь идетъ теперь о восходящемъ потокѣ, то дѣло касается отнюдь не того восходящаго потока, который вызванъ появленіемъ неустойчиваго равновѣсія въ атмосферѣ, а того восходящаго потока, который явился слѣдствіемъ наклона изобарныхъ поверхностей къ по-

создастъ только значительныя разности температуръ между массами воздуха, находящимися на одной и той же высотѣ надъ болѣе холодными и надъ болѣе теплыми областями. Подобное неравенство температуръ на нѣкоторой высотѣ и можетъ при нѣкоторыхъ условіяхъ явиться уже механическою причиною возникновенія минимума.

Въ самомъ дѣлѣ, вслѣдствіе убыванія температуры отъ экватора къ полюсамъ должно, какъ это было указано въ главѣ о циркуляціи атмосферы, существовать въ среднемъ слоѣ воздуха движеніе, направленное въ сѣверномъ полушаріи отъ SW къ NE. Эта тяга будетъ идти правильно, очевидно, только до тѣхъ поръ, пока для сосѣднихъ пунктовъ на одинаковой высотѣ температуры и влажности будутъ правильно и медленно убывать вдоль по меридіанамъ. *Какъ только возникнетъ на одной и той же высотѣ для сосѣднихъ пунктовъ неравенство температуръ особенно при неодинаковой влажности, такъ правильность этого движенія должна тотчасъ же нарушиться*; тамъ, гдѣ температура выше, градіентъ по направленію къ полюсу, а слѣдовательно и скорость движенія въ этомъ направленіи увеличиваются. Въ силу этого уже въ массѣ воздуха, движущейся надъ такими неодинаково нагрѣтыми пунктами, является пара силъ, стремящихся дать этой массѣ вращательное движеніе. Если нагрѣваніе, вызвавшее эту пару силъ, достаточно продолжительно, возникшее такимъ образомъ нарушеніе циркуляціи можетъ мало-по-малу трансформироваться въ вихревое движеніе и привести къ образованію барометрическаго минимума. Точно такимъ же образомъ и всякія вообще скручивающія силы, возникающія при соприкосновеніи двухъ потоковъ, какъ бы онѣ ни были слабы, при этомъ условіи неравенства температуръ приведутъ массы воздуха во вращательное движеніе несравненно легче, нежели при отсутствіи этого содѣйствующаго фактора.

Не трудно опредѣлить и тѣ условія, при какихъ можетъ получиться облегчающее возникновеніе вихревого движенія неравенство температуръ на однѣхъ и тѣхъ же высотахъ въ сосѣднихъ пунктахъ.

Когда имѣются неодинаково нагрѣтыя массы воздуха, въ возникающемъ при этомъ восходящемъ потокѣ температуры будутъ падать быстро на 1^0 на каждые 100 м., пока воздухъ этотъ не насыщенъ водяными парами. Съ того момента, когда поднимающійся воздухъ насыщенъ водяными парами, паденіе температуры уменьшается; оно будетъ тѣмъ меньше, чѣмъ выше температура восходящаго потока и, слѣдовательно, тѣмъ меньше, чѣмъ раньше воздухъ достигнетъ насыщенія т. е. чѣмъ больше его влажность и чѣмъ богаче онъ вообще водяными парами. Поэтому, если какимъ-либо образомъ вблизи земной поверхности между двумя пунктами образовалась разность температуръ, то въ возникшемъ вслѣдствіе этого восходящемъ потокѣ температуры для каждой данной высоты окажутся сравнительно съ окружающими слоями тѣмъ выше, а слѣдовательно и разности температуръ между соотвѣтствующими пунктами тѣмъ больше, чѣмъ влажнѣе подымающійся воздухъ. Отсюда понятно, что и

верхностямъ уровня или же наклона изобарныхъ поверхностей къ изостерическимъ. Для появленія такого восходящаго потока достаточно уже того, чтобы какимъ-либо образомъ,—напр. хотя бы вслѣдствіе замѣны сухого и холоднаго воздуха влажнымъ и теплымъ или обратно, нарушилось равенство давленій на одной какой-либо поверхности уровня. А тогда уже неизбѣжно возникновеніе циркуляціи съ восходящимъ движеніемъ съ одной стороны, нисходящимъ съ другой.

скручивающія силы, дѣйствующія на поднимающіяся массы воздуха, тѣмъ больше, чѣмъ онъ влажнѣе.

Теперь представимъ себѣ, что разность температуръ вблизи земной поверхности образовалась между двумя пунктами, принадлежащими одной и той же широтѣ въ сѣверномъ полушаріи; допустимъ далѣе, что эти пункты расположены такъ, что болѣе холодный лежитъ западнѣе болѣе нагрѣтаго. Не трудно убѣдиться, что возникающая при этомъ условіи пара силъ въ восходящихъ массахъ воздуха стремится привести эти массы во вращательное движеніе какъ разъ въ томъ же направленіи, въ которомъ дѣйствуетъ и отклоняющая сила вращенія земли и въ которомъ должны вращаться массы воздуха въ барометрическомъ минимумѣ. Очевидно, что, если вызвавшія такое движеніе причины въ состояніи поддержать процессъ въ теченіе нѣкотораго времени, то закручиваемыя массы воздуха мало-по-малу могутъ и создадутъ барометрическій минимумъ. При обратномъ расположеніи двухъ разсматриваемыхъ пунктовъ и закручивающія силы въ восходящемъ потокѣ направлены обратно отклоняющему дѣйствію земного вращенія; въ этомъ случаѣ, очевидно, ожидать образованіи минимума нельзя.

Можетъ казаться, что начальное пониженіе давленія, вызвавшее притокъ воздуха, должно быстро заравняться и, слѣдовательно, не можетъ повести къ образованію минимума. Но даже въ слабомъ восходящемъ потокѣ притекающія массы воздуха подъ дѣйствіемъ отклоняющей силы земного вращенія не идутъ всѣ цѣликомъ на выполненіе пониженнаго давленія, двигаясь подъ нѣкоторымъ угломъ къ направленію градіента. Затѣмъ восходящее движеніе, заставляя расширяться поднимающіяся массы воздуха, быстро доводитъ ихъ до насыщенія содержащимися въ нихъ водяными парами и, замедляя этимъ пониженіе температуры съ высотой, уже тѣмъ самымъ создаетъ дальнѣйшія условія, благопріятствующія пониженію давленія. При дальнѣйшемъ пониженіи давленія притокъ воздуха усиливается; усиливается вмѣстѣ съ тѣмъ и восходящій потокъ. Такимъ образомъ дѣло можетъ дойти до образованія минимума со всѣми его типичными особенностями; а отсутствіе симметріи въ притокѣ и оттокѣ немедленно создастъ условія, вызывающія перемѣщеніе минимума.

Сказанное объясняетъ до извѣстной степени, почему Атлантическіе минимумы сѣвернаго полушарія зарождаются по преимуществу въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ холодныя теченія граничатъ съ теплыми потоками Гольфштрема,—именно на западной границѣ послѣдняго. Область къ югу и особенно къ юго-западу отъ Исландіи — очагъ Атлантическихъ минимумовъ именно потому, что здѣсь наиболѣе тѣсно соприкасаются эти теченія и здѣсь рѣзче всего выражены условія, приводящія къ образованію минимумовъ. Тоже самое повторяется въ сѣверномъ Тихомъ океанѣ, гдѣ мѣстомъ возникновенія минимумовъ служатъ окраины теплаго японскаго теченія: здѣсь—именно въ притропической части его—область зарожденія тайфуновъ восточной Азіи, а въ умѣренныхъ широтахъ вблизи Американскаго материка—минимумовъ Сѣв. Америки. Потому же самому сегментація минимумовъ происходитъ обыкновенно на южной и на юго-восточной ихъ окраинѣ, гдѣ условія температуры и влажности наиболѣе соотвѣтствуютъ зарожденію и развитію дальнѣйшихъ минимумовъ. Въ сказанномъ находитъ себѣ объясненіе и тотъ подмѣченный фактъ, что зарожденіе минимумовъ идетъ легче всего, если первоначальное повышеніе температуры и влажности происходитъ въ области, составляющей промежутокъ между двумя областями высокаго давленія.

Къ этому остается добавить, что твердо установленные наблюденіями факты еще рѣзче оттѣняютъ все значеніе условій температуры и влажности для барометрическихъ минимумовъ. Такъ установлено и съ выясненной выше точки зрѣнія понятно, почему въ рядѣ слѣдующихъ другъ за другомъ по близко одинаковому пути минимумовъ каждый послѣдующій зарождается и движется, постепенно уклоняясь въ сѣверномъ полушаріи къ югу отъ предшествующихъ. Лумисъ указалъ, что сѣверо-американскіе вихри, на передней сторонѣ которыхъ падаетъ дождь, въ среднемъ движутся туда, гдѣ выпало наибольшее количество дождя. Точно также и скорость поступательнаго движенія этихъ вихрей растетъ съ длиною полосы, на которой выпалъ дождь: если эта длина полосы достигала напр., 590, 842 и 950 км., то средняя скорость перемѣщенія центра минимума наблюдалась въ 24, 40 и до 63 км. въ часъ. Главные пути минимумовъ также слѣдуютъ главнымъ вѣтвямъ Гольфштрема: вслѣдствіе высокой температуры Гольфштрема здѣсь влажность — наибольшая возможная. Путь чрезъ Францію на Средиземное и Черное море преобладаетъ зимою потому, очевидно, что въ средней Европѣ абсолютная влажность тогда слишкомъ мала. Въ мѣстностяхъ, гдѣ влажность быстро убываетъ къ востоку, напр. на NW—сторонѣ Норвегіи или на Нѣмецкомъ морѣ, минимумы остаются подолгу неподвижными, понемногу выполняются и исчезаютъ, давая въ то же время нерѣдко первый импульсъ къ сегментаціи или зарожденію новыхъ вихрей.

Процессъ возникновенія тропическихъ ураугановъ можно представить себѣ слѣдующимъ образомъ. Въ обычныхъ мѣстахъ ихъ возникновенія,—тамъ, гдѣ одно воздушное теченіе сталкивается съ другимъ, также много причинъ и помимо чисто конвекціонныхъ процессовъ для появленія вихревыхъ движеній, такъ какъ здѣсь постоянно бокъ о бокъ встрѣчаются теченія съ самыми различными температурами, влажностями, направленіями и скоростями движенія. Появленіе при этихъ условіяхъ скручивающихъ силъ въ нѣкоторыхъ точкахъ такой области въ слоѣ атмосферы около 1 км.,—явленіе вполнѣ естественное. Мѣстныя нагрѣванія при большой влажности еще болѣе могутъ содѣйствовать этому, создавая раздвиганіе поверхностей равныхъ давленій. Чтобы скручивающія силы развились въ настоящій вихрь, достаточно, если восходящій потокъ вторгнется въ тотъ слой, гдѣ всѣ условія уже готовы для образованія вихря. Скручивающія силы создадутъ тогда центробѣжное движеніе массъ воздуха съ центральнымъ разрѣженіемъ. Это образовавшееся разрѣженіе въ центрѣ въ свою очередь усилитъ восходящій потокъ и, если условія въ нижнемъ слоѣ благопріятны для дальнѣйшаго развитія вихря, то они и доведутъ возникшее движеніе до появленія урагана. Адіабатическое охлажденіе и конденсація паровъ, съ выдѣленіемъ огромныхъ количествъ теплоты парообразованія, помогая дальнѣйшему уменьшенію давленія, должны въ свою очередь только усиливать въ этомъ случаѣ начавшееся движеніе, которое такимъ образомъ, постепенно усиливая само себя, достигаетъ поверхности земли, ибо въ эту сторону, гдѣ всѣ условія благопріятствуютъ дальнѣйшему паденію давленія и слѣдовательно разрѣженію, оно и можетъ по преимуществу развиваться. При постепенно ускоряющемся по мѣрѣ разростанія вихря центробѣжномъ движеніи массъ воздуха, эти послѣднія должны двигаться почти по изобарамъ, не выполняя центральнаго разрѣженія; а сюда сверху, медленно выполняя это разрѣженіе, опускаются массы воздуха изъ болѣе высокихъ слоевъ, адіабатически нагрѣвающіяся отъ этого опусканія и потому уменьшающія свою влажность и создающія такимъ образомъ центральный «глазъ бури». Массы же воздуха, движущагося въ ниж-

нихъ слояхъ атмосферы, при огромныхъ центробѣжныхъ силахъ, развивающихся какъ слѣдствіе первоначально создавшагося вращательнаго движенія, описываютъ около центра логариѳмическія спирали подъ очень большимъ угломъ къ градіенту, совершенно не выполняя центральнаго раврѣженія. Такъ дѣло идетъ, пока треніе мало т. е. на океанахъ; какъ только тропическій ураганъ попадетъ на сушу, гдѣ треніе сразу измѣнитъ уголъ отклоненія движущихся массъ отъ градіента, центральное разрѣженіе заполняется и вихрь перестаетъ существовать. Такимъ только образомъ и можно себѣ представить возникновеніе той схемы, которая изображена для тропическаго урагана на черт. 147.

Сказанное объясняетъ въ извѣстной мѣрѣ какъ тотъ фактъ, что тропическіе ураганы появляются только въ опредѣленныхъ мѣстахъ,—именно тамъ, гдѣ бокъ о бокъ соприкасаются воздушныя теченія съ различными направленіями, скоростями, температурами и влажностями,—такъ и то обстоятельство, что эти вихри пріурочиваются только къ опредѣленному времени года, когда разность температуръ и влажностей между различными теченіями наиболѣе рѣзко выражена.

Огромное центробѣжное движеніе въ тропическомъ ураганѣ должно, отгоняя массы воздуха отъ центра къ периферіи вихря, создавать на этой послѣдней условія, сдавливающія воздухъ окружающаго района и потому весьма благопріятныя для повышенія давленія. Такое кольцо нѣсколько повышеннаго давленія дѣйствительно часто наблюдается вокругъ тропическаго урагана; *Феррель*, впервые указавшій условія его возникновенія, назвалъ это кольцо *перициклономъ*.

Можетъ явиться еще сомнѣніе относительно того, возможно-ли допустить появленіе такихъ огромныхъ запасовъ энергіи, какіе несутъ барометрическіе минимумы, за счетъ чисто механическихъ причинъ? Но это сомнѣніе отпадаетъ послѣ изслѣдованій Сандштрема въ этомъ направленіи. Сандштремъ задался именно такимъ вопросомъ, является ли энергія циклонической циркуляціи, возникшей вслѣдствіе пересѣченія изобарическихъ и изостерическихъ поверхностей, достаточной для того, чтобы развить тѣ силы вѣтра и механическіе эффекты, которые наблюдаются въ дѣйствительныхъ минимумахъ. Онъ примѣнилъ путь, указанный В. Томсономъ и Бьеркнессомъ, къ анализу чиселъ, найденныхъ непосредственнымъ наблюденіемъ для барометрическаго минимума 21—24 Сент. 1898 г. (черт. 139 и 140) при подъемѣ змѣевъ на Блю Хилльской обсерваторіи. Минимумъ этотъ выбранъ былъ именно потому, что центръ его прошелъ чрезъ Блю-Хилльскую обсерваторію. Были по непосредственнымъ даннымъ наблюденій построены изобары и изостеры для всего сѣченія минимума. Точный подсчетъ тѣхъ силъ, которыя являются слѣдствіемъ возникновенія соленоидовъ, показалъ, что эти *силы, вызванныя чисто динамическими причинами (неравномѣрностью распредѣленія изобаръ и изостеръ въ данномъ районѣ) съ избыткомъ достаточны для развитія механической энергіи, переносимой даннымъ минимумомъ.*

Относительно образованія барометрическихъ максимумовъ можно сказать немного. Въ главѣ о циркуляціи атмосферы было указано, что уже вслѣдствіе только тѣхъ силъ и тѣхъ условій, которыя опредѣляютъ движенія атмосферы, должны возникнуть области повышеннаго давленія, опоясывающія въ широтахъ 30—35° въ обоихъ полушаріяхъ непрерывнымъ кольцомъ земную поверхность (стр. 278—279).

Отмѣченный въ своемъ мѣстѣ фактъ измѣненія кольца повышеннаго давленія подъ вліяніемъ термическихъ или явно связанныхъ съ измѣненіями тем-

пературы воздѣйствій наводитъ на мысль, что одновременно съ чисто-механическими причинами, могущими вызвать образованіе областей повышеннаго давленія, и температурныя условія могутъ повести къ ихъ возникновенію. Кольцо повышеннаго давленія въ широтахъ 30°—35° относили до послѣдняго времени къ дѣйствію механическихъ факторовъ, а на временные максимумы смотрѣли,—какъ на результатъ дѣйствія чисто термическихъ причинъ,—охлажденія массъ воздуха. Только недавно былъ выясненъ фактъ, что центръ наиболѣе типичной области высокаго давленія,—сибирскаго или восточно-азіатскаго максимума, не совпадаетъ съ областью наиболѣе низкихъ температуръ,—точно также, какъ и въ Сѣверной Америкѣ такого совпаденія подобныхъ областей не существуетъ. Параллельно съ этимъ выяснилось за послѣднее время, что и временные максимумы, по крайней мѣрѣ въ большинствѣ случаевъ, не результатъ охлажденія, а явленіе, вызванное механически процессомъ опусканія холодныхъ массъ воздуха сверху. Далѣе наблюдаются часто,—особенно въ теплое время года,—барометрическіе максимумы, совершенно не сопровождающіеся замѣтными пониженіями температуры. Наконецъ наблюденіями на шарахъ-зондахъ и змѣяхъ, какъ уже было указано, подтверждено, что температура въ воздухѣ, соотвѣтствующемъ барометрическому максимуму,—выше, чѣмъ въ окружающей атмосферѣ; этотъ послѣдній фактъ, подтверждая съ несомнѣнностью нисходящее движеніе въ максимумѣ, также говоритъ не въ пользу возникновенія этихъ вихрей путемъ значительнаго охлажденія воздушныхъ массъ. Вся совокупность этихъ фактовъ заставляетъ въ настоящее время считать термическое происхожденіе барометрическихъ максимумовъ сомнительнымъ и искать причины ихъ возникновенія исключительно въ механическихъ условіяхъ, создаваемыхъ циркуляціею атмосферы.

Въ самомъ дѣлѣ идеи Ферреля показали теоретически необходимость возникновенія колецъ повышеннаго давленія и даже численно опредѣлили положеніе того пояса, въ которомъ должно произойти образованіе этихъ колецъ. Такимъ образомъ возникновеніе областей повышенныхъ давленій, дѣйствительно по наблюденіямъ вполнѣ совпадающихъ съ разсчетами Ферреля, вслѣдствіе чисто динамическихъ условій должно считать не подлежащимъ сомнѣнію. Но совершенно подобно тому, какъ совокупность дальнѣйшихъ термическихъ условій на земной поверхности ведетъ динамически къ образованію областей пониженнаго давленія, также точно динамическія условія могутъ повести и ведутъ въ дѣйствительности и къ возникновенію областей высокаго давленія. Анализъ имѣющихся матеріаловъ показываетъ, что отмѣченное выше кольцо высокаго давленія въ широтахъ 30°—35° испытываетъ въ теченіе года правильныя измѣненія. Эти измѣненія сводятся къ тому, что возникающіе подъ вліяніемъ нагрѣванія земной поверхности восходящіе потоки нарушаютъ непрерывность этихъ колецъ на материкахъ; кольца разрываются въ теплое время года на отдѣльныя области высокихъ давленій, раздѣленныя областями давленія болѣе низкаго, и стягиваются надъ сравнительно холодными океанами, гдѣ восходящіе потоки отсутствуютъ, а слѣдовательно и не могутъ мѣшать, и не задерживаютъ свойственнаго этимъ областямъ нисходящаго движенія воздушныхъ массъ. Наоборотъ въ зимнее время охлаждаемая излученіемъ гораздо болѣе, чѣмъ водная поверхность, суша является мѣстомъ интензивнаго развитія нисходящаго движенія и на материкахъ давленіе въ области этихъ колецъ нѣсколько выше, чѣмъ на океанахъ. Мало того—какъ только обширныя материковыя пространства Азіи и Сѣв. Америки начинаютъ охлаждаться по м[illegible]

усиленія лучеиспусканія, такъ центръ повышеннаго давленія, совершенно также, какъ и при движеніи обыкновеннаго максимума, начинаетъ смѣщаться туда, гдѣ оттокъ слабѣе, чѣмъ притокъ. Это должно непремѣнно произойти на указанныхъ материкахъ уже прямо въ силу уменьшенія направленныхъ къ NE градіентовъ вслѣдствіе одного только уменьшенія температуры. Нисходящее движеніе, сдвигающееся уже только поэтому къ сѣверу, еще болѣе увеличиваетъ охлажденіе, способствуя излученію, и помогаетъ этимъ дальнѣйшему развитію восточно-азіатскаго и сѣверо-американскаго максимума, развивающихся и смѣщающихся все болѣе и болѣе къ сѣверу совершенно правильно по мѣрѣ охлажденія. Такимъ образомъ можно себѣ представить развитіе стаціонарныхъ зимнихъ областей высокаго давленія.

При этомъ не слѣдуетъ, конечно, представлять ихъ себѣ совершенно неподвижными; какъ и въ обыкновенныхъ максимумахъ, — подъ вліяніемъ всей совокупности окружающихъ условій центръ высокаго давленія то усиливается, то ослабѣваетъ, и при этомъ непрерывно перемѣщается въ извѣстныхъ предѣлахъ, соотвѣтственно всѣмъ колебаніямъ въ притокѣ и оттокѣ воздушныхъ массъ къ центральнымъ частямъ вихря, гдѣ имѣетъ мѣсто наиболѣе интензивное нисходящее движеніе. Интензивныя пониженія температуры, наблюдаемыя въ зимнее время въ области восточно-азіатскаго барометрическаго максимума въ низкихъ слояхъ воздуха, не могутъ служить указаніемъ на охлажденіе всего столба воздуха въ области этого вихря. Не подлежитъ никакому сомнѣнію, что эти аномально низкія температуры — результатъ интензивнаго излученія земной поверхности въ указанной области. Если бы существовали здѣсь наблюденія надъ температурою воздуха на различныхъ высотахъ, то получилось бы и здѣсь то же, что и для Европейскихъ максимумовъ, т. е. сравнительно высокія температуры во всей области этого вихря на высотѣ, и только въ нижнемъ слоѣ — исключительныя по величинѣ условія для инверзіи температуръ; отъ поверхности почвы до нѣкоторой высоты температуры здѣсь должны расти,—вмѣсто пониженія,—на исключительно большія величины. *Въ Восточной Сибири*, какъ это формулируетъ А. И. Воейковъ, *не потому господствуетъ максимумъ, что температура воздуха низка, а напротивъ воздухъ холоденъ на равнинахъ и долинахъ только потому, что господствуетъ максимумъ.*

Барометрическіе временные максимумы, наблюдаемые въ среднихъ широтахъ, или возникаютъ сегментаціею, отдѣляясь подъ вліяніемъ окружающихъ условій отъ Сибирскаго или Атлантическаго (Азорскаго) максимума; въ такомъ случаѣ причина ихъ возникновенія — тѣ же динамическія условія въ атмосферѣ, которыя приводятъ къ возникновенію эти материнскіе максимумы. Или же возникновеніе здѣсь максимумовъ тѣсно связано съ прохожденіемъ минимумовъ и зарожденіемъ волнъ холода.

Въ послѣднемъ случаѣ механизмъ возникновенія максимума является сравнительно простымъ и чрезвычайно наглядно показываетъ, какъ чисто механическія условія могутъ создать подобные вихри. Появленіе такихъ максимумовъ связано съ возникновеніемъ неустойчиваго равновѣсія въ нѣкоторой части атмосферы, когда надъ слоемъ теплаго и влажнаго оказываются массы холоднаго и сухого воздуха. Такое неустойчивое равновѣсіе можетъ существовать непродолжительное время; незначительнаго толчка достаточно, чтобы оно нарушилось, и тогда массы холоднаго воздуха опускаются внизъ, а теплый воздухъ поднимается наверхъ. Этотъ обвалъ обыкновенно происходитъ подъ вліяніемъ

мѣстныхъ условій на небольшомъ районѣ. Опускаясь внизъ, массы холоднаго воздуха, понижая температуру, уменьшая влажность и механически сдавливая и вытѣсняя нижніе слои, вызываютъ мѣстное повышеніе давленія; это въ свою очередь ведетъ къ возникновенію сначала слабо выраженной циркуляціи воздуха въ тѣсномъ ограниченномъ районѣ, вызывающей новый притокъ сверху холоднаго и сухого воздуха; отсюда — новое приращеніе давленія и усиленіе циркуляціи и т. д., — вплоть до образованія типичнаго и рѣзко выраженнаго максимума. Такъ какъ условія неустойчиваго равновѣсія при этомъ наблюдаются на значительномъ разстояніи отъ центра вихря и здѣсь же имѣетъ мѣсто наибольшій обвалъ воздуха, то центръ вихря быстро перемѣщается въ эту сторону, вызывая передвиженіе сюда и всего вихря.

Когда прослѣжены основныя причины возникновенія, развитія и перемѣщенія вихрей съ вертикальной осью, становится ясно, что для нихъ первоисточникомъ является главнѣйшимъ образомъ общая циркуляція атмосферы, создающаяся подъ дѣйствіемъ лучистой энергіи, приносимой на земную поверхность солнечными лучами. Неоднородность земной поверхности при періодическихъ измѣненіяхъ въ количествѣ энергіи, притекающей на различныя точки этой поверхности, ведетъ къ появленію могущественныхъ факторовъ, совершенно измѣняющихъ ту картину атмосферной циркуляціи, которая появилась бы на однородной земной поверхности. Подъ дѣйствіемъ этихъ факторовъ тою же самою циркуляціею создаются атмосферные вихри съ совершенно особыми, типичными для нихъ условіями погоды. Какихъ либо новыхъ, не связанныхъ съ циркуляціею атмосферы, источниковъ возникновенія для этихъ вихрей изслѣдованіе не обнаруживаетъ. Слѣдовательно *въ этихъ вихряхъ должно видѣть не иное что-либо, какъ грандіозныя возмущенія въ общей циркуляціи атмосферы подъ вліяніемъ неоднородности земной поверхности,—т. е. подъ вліяніемъ мѣстныхъ условій.*

ПОГОДА И КЛИМАТЪ.

XII. Измѣненія погоды подъ вліяніемъ вихрей.

92. **Соотношеніе между погодою и климатомъ.** Во введеніи указано было, что погодою въ общежитіи принято называть круговоротъ энергіи, происходящій въ каждый данный моментъ предъ нашими глазами въ атмосферѣ. Погода, если еще тѣснѣе и точнѣе опредѣлить это понятіе,—*это совокупность всѣхъ метеорологическихъ явленій въ опредѣленный моментъ въ избранномъ пунктѣ или районѣ,—не среднее состояніе атмосферы, а общій эффектъ или обликъ всѣхъ, одновременно въ данный моментъ,—и только въ данный моментъ,—происходящихъ въ опредѣленномъ мѣстѣ атмосферныхъ явленій.*

Изъ сказаннаго ясно, что можно, пожалуй, говорить о погодѣ опредѣленнаго дня, но не можетъ быть рѣчи о погодѣ мѣсяца, о погодѣ цѣлаго года. Для такого длиннаго промежутка времени можно говорить только объ его метеорологической характеристикѣ, и такая характеристика будетъ абстракціей, ничего реальнаго не имѣющей, тогда какъ погода—реальное состояніе, соотвѣтствующее вполнѣ одной отдѣльной, обособленной фазѣ изъ всей смѣняющейся непрерывно послѣдовательности атмосферныхъ явленій. Карта погоды для опредѣленнаго срока—это дѣйствительное изображеніе одновременнаго состоянія атмосферы за данный именно моментъ для извѣстной части земной поверхности. Подобныя же карты, но за мѣсяцъ, за годъ,—не даютъ уже, говоря строго, состоянія атмосферы, ибо совокупность среднихъ значеній или суммъ метеорологическихъ элементовъ не составляетъ погоды.

Вычисляя, однако, среднія значенія различныхъ метеорологическихъ элементовъ за болѣе или менѣе продолжительные промежутки времени, можно придти къ нѣкоторому среднему, нормальному для опредѣленной части года состоянію атмосферы въ данномъ пунктѣ или районѣ. Такому среднему, выведенному изъ много-

лѣтнихъ наблюденій состоянію атмосферы дано названіе *климата*[1]) *Климатъ даннаго мѣста есть поэтому понятіе, объемлющее всѣ возможныя фазы погоды для этого пункта и дающее тѣ нормы, около которыхъ происходятъ колебанія отдѣльныхъ элементовъ, и тѣ предѣлы, въ которыхъ могутъ эти колебанія заключаться.*

Въ значительной части тропическаго пояса, какъ это слѣдуетъ изъ всего того, что ранѣе было сказано о періодическихъ и непеpіодическихъ измѣненіяхъ здѣсь метеорологическихъ элементовъ, климатъ и погода для даннаго времени года совпадаютъ: при отсутствіи или рѣдкости здѣсь непеpіодически возмущающихъ погоду вихрей въ опредѣленное время года почти всегда фактически здѣсь наблюдаются среднія величины элементовъ; это особенно имѣетъ мѣсто во внутренней области пассатовъ,—тамъ, гдѣ они дуютъ надъ моремъ. Возмущенія, непеpіодическія колебанія средняго состоянія атмосферы здѣсь почти совершенно отсутствуютъ, и круговоротъ энергіи въ атмосферѣ обнаруживаетъ какъ бы нѣкоторое устойчивое, стаціонарное состояніе, какъ то сказывается въ этихъ широтахъ и на явленіяхъ циркуляціи атмосферы.

Если бы подобное стаціонарное состояніе въ атмосферномъ круговоротѣ энергіи преобладало по всей земной поверхности, то климатъ и погода и совпадали бы повсюду, какъ и въ тропикахъ. Но въ среднихъ и особенно въ высокихъ широтахъ подобное среднее состояніе въ атмосферномъ круговоротѣ энергіи является только мимоходомъ. Непеpіодическія измѣненія погоды, накладываясь на основной фонъ правильныхъ, періодическихъ ея измѣненій, заставляютъ этотъ круговоротъ энергіи идти здѣсь такъ, что въ дѣйствительности наблюдаются непрерывно одни только быстро смѣняющіяся возмущенія этого средняго состоянія. Только путемъ вывода многолѣтнихъ среднихъ для отдѣльныхъ метеорологическихъ элементовъ можетъ быть полученъ общій обликъ климата для этихъ широтъ; только многолѣтніе средніе результаты наблюденій обнаруживаютъ здѣсь направленіе перемѣщенія воздушныхъ массъ, соотвѣтствующее общей картинѣ циркуляціи атмосферы.

Мѣстами впрочемъ и внѣ тропиковъ,—въ болѣе высокихъ широтахъ,—именно тамъ, гдѣ встрѣчаются стаціонарныя области по-

---

[1]) Отъ греческаго термина, обозначающаго склоненіе солнца, такъ какъ измѣненія погоды въ извѣстномъ грекамъ районѣ совершались параллельно съ измѣненіями склоненія солнца.

вышеннаго или пониженнаго давленія,—въ областяхъ постоянныхъ барометрическихъ максимумовъ или долго держащихся на мѣстѣ минимумовъ, погода носитъ болѣе устойчивый характеръ, получая при этомъ типичную, характерную для данной вихревой системы окраску. Такова погода въ восточной части азіатскаго материка подъ вліяніемъ держащагося здѣсь большую часть года максимума; такова погода въ Туркестанѣ лѣтомъ, когда здѣсь держится устойчивая область низкаго давленія. Въ Индіи,—типичной области муссоновъ,—погода обладаетъ устойчивостью отъ наступленія одного муссона до наступленія противоположнаго, и смѣна ея опредѣляется только измѣненіемъ направленія дующаго вѣтра.

93. **Смѣны погоды подъ вліяніемъ движенія вихрей съ вертикальной осью.** Теперь, когда обрисовались въ общихъ чертахъ вихревыя движенія, вызывающія въ атмосферѣ главныя возмущенія ея стаціонарнаго состоянія, должно проанализировать тѣ измѣненія этого состоянія, которыя будутъ вызваны возникновеніемъ и перемѣщеніемъ разсмотрѣнныхъ вихревыхъ системъ.

О погодѣ, сопровождающей вихри съ горизонтальною осью, было уже вкратцѣ сказано въ главѣ объ этихъ вихряхъ. Въ дальнѣйшемъ разсматривается только вліяніе на погоду вихрей съ вертикальной осью.

Послѣ того, что сказано было на стр. 295—296 относительно облика погоды, характеризующаго различныя части вполнѣ развитаго барометрическаго минимума, не трудно составить себѣ достаточно ясную картину тѣхъ измѣненій, какія должна испытать погода въ данномъ пунктѣ при перемѣщеніи названнаго вихря вблизи этого пункта.

Представимъ себѣ въ самомъ дѣлѣ, что къ данному пункту, въ которомъ находится наблюдатель, приближается барометрическій минимумъ и что разсматриваемый пунктъ приходится какъ разъ на линіи AB (черт. 138, стр. 295), представляющей путь центра минимума. Прежде всего съ приближеніемъ передней, восточной части вихря наблюдатель замѣчаетъ появленіе на небѣ перистыхъ облаковъ, далеко вытянутыхъ за предѣлы минимума верхними теченіями атмосферы. Изъ отдѣльныхъ бѣлыхъ нитей, разбросанныхъ мѣстами по небу, начинаютъ образоваться характерныя длинныя полосы, въ которыхъ направленіе отдѣльныхъ нитей перпендикулярно къ направленію полосъ. Полосы эти располагаются параллельными рядами, пересѣкая небосклонъ подобно меридіанамъ, и представляются вслѣдствіе перспективы сходящимися въ двухъ діаметрально противоположныхъ точкахъ горизонта,—*точкахъ радіаціи* перистыхъ обла-

ковъ [1]). Мало по малу эти полосы расширяются, контуры ихъ дѣлаются менѣе рѣзкими и небо затягивается сплошнымъ покровомъ перисто-слоистыхъ облаковъ. Вокругъ солнца и луны появляются характерные для этихъ облаковъ круги (малое или большое гало). Постепенно уплотняясь, облака переходятъ въ сплошную, бѣлесоватую пелену типичныхъ высоко-слоистыхъ, сквозь которую слабо просвѣчиваютъ еще солнце и луна (*водянистое солнце*). Вмѣстѣ съ появленіемъ этихъ высоко-слоистыхъ облаковъ начинается паденіе барометра.

Съ началомъ паденія барометра совпадаетъ обыкновенно и усиленіе вѣтра, постепенно все болѣе и болѣе крѣпчающаго и иногда переходящаго въ настоящую бурю. Черезъ нѣкоторое время послѣ образованія сплошного покрова изъ перисто-слоистыхъ облаковъ на его фонѣ появляются хлопья грязновато-сѣрыхъ, разорванныхъ и быстро несомыхъ вѣтромъ дождевыхъ облаковъ (Fracto-Nimbus). Хлопья эти учащаются и увеличиваются, начинается дождь (или зимою дождь со снѣгомъ),—сначала мелкій, моросящій словно сквозь сито, потомъ постепенно усиливающійся и переходящій въ проливной. Вѣтеръ, усиливаясь, пріобрѣтаетъ порывистый характеръ, налетаетъ шквалами, дождь обдаетъ цѣлыми потоками воды; это—признакъ приближенія центральной части минимума. Затѣмъ наступаетъ моментъ, когда вѣтеръ значительно ослабѣваетъ или совсѣмъ стихаетъ; дождь прекращается; небо свѣтлѣетъ, иногда даже совсѣмъ проясняется; барометръ достигаетъ своей наименьшей высоты: но это продолжается очень короткое время. Вслѣдъ за тѣмъ небо снова заволакивается сплошными дождевыми облаками, вѣтеръ крѣпчаетъ и дуетъ сильными порывами; начинается опять дождь вмѣстѣ съ повышеніемъ барометра. Однако и дождь, и облачность, и вѣтеръ не имѣютъ теперь уже такого постоянства, какъ при паденіи барометра: вѣтеръ смѣняется время отъ времени почти полнымъ затишьемъ, вмѣсто дождя проглядываетъ временами ясное небо; тяжелыя дождевыя облака смѣняются высокими-кучевыми или разорванными-кучевыми. Промежутки затишья и яснаго неба постепенно увеличиваются, небо мало по малу совершенно проясняется; устанавливается ясная, тихая, солнечная погода, указывающая, что минимумъ прошелъ.

Вмѣстѣ съ надвиганіемъ и прохожденіемъ минимума мѣняется и температура въ разсматриваемомъ пунктѣ. Она падаетъ лѣтомъ,

---

[1]) Эти облака настолько типичны для приближенія минимума, что для значительной части Европ. Россіи съ большою вѣроятностью можно предсказывать чрезъ 18—36 часовъ послѣ появленія ихъ дождь.

повышается зимою при надвиганіи передней, восточной части минимума; наоборотъ она повышается лѣтомъ и падаетъ зимою въ задней, западной его части по мѣрѣ проясненія неба. Вѣтеръ, въ какомъ бы направленіи ни дулъ онъ до надвиганія минимума, неизмѣнно съ началомъ паденія барометра принимаетъ соотвѣтствующее передней части вихря SE—ESE направленіе, затѣмъ медленно переходитъ въ S и SW. Послѣ затишья, соотвѣтствующаго центру вихря, онъ сразу мѣняетъ направленіе на N, которое медленно по мѣрѣ движенія минимума измѣняется въ NW.

Описанныя смѣны погоды при движеніи минимума предполагаютъ, что мѣсто наблюденія лежитъ на линіи движенія центра минимума. Само собою разумѣется, что смѣны погоды пойдутъ нѣсколько иначе, если центръ вихря останется сѣвернѣе или южнѣе мѣста наблюденія. Въ своемъ мѣстѣ (стр. 297) было указано, что сѣверная сторона минимума—холоднѣе его южной половины; соотвѣтственно этому и всѣ измѣненія облачности, какъ это видно и на черт. 138, менѣе рѣзко выражены въ сѣверной половинѣ вихря, чѣмъ въ южной, куда притекаютъ и болѣе теплые, и болѣе влажные вѣтры. Поэтому, если центръ минимума проходитъ южнѣе мѣста наблюденія, то разница между температурами передней и задней стороны вихря меньше, облака далеко не такъ густы и плотны, осадки менѣе интензивны, чѣмъ на линіи движенія центра вихря. Напротивъ на южной сторонѣ вихря, когда центръ его движется сѣвернѣе наблюдателя, тѣ-же явленія, свойственныя области вихря, наблюдаются болѣе интензивно выраженными, чѣмъ для центральной линіи [1]).

Наиболѣе характерной въ зависимости отъ положенія наблюдателя относительно центра движущагося вихря оказывается послѣдовательная смѣна вѣтровъ. Когда центръ минимума проходитъ сѣвернѣе мѣста наблюденія, соотвѣтственно той системѣ вѣтровъ, которая установилась въ области вихря, вѣтеръ въ данномъ пунктѣ послѣдовательно мѣняетъ свое направленіе изъ SE въ S, SW, W и NW, т. е. *вращается по часовой стрѣлкѣ*. Если центръ вихря проходитъ южнѣе мѣста наблюденія, послѣдовательная смѣна вѣт-

---

[1]) Очень характернымъ признакомъ того, какъ движется минимумъ относительно мѣста наблюденія, является расположеніе перистыхъ облаковъ и точки ихъ радіаціи на небосклонѣ. Изъ схемы движенія облаковъ на высотѣ въ минимумѣ (черт. 137, стр. 291) не трудно видѣть, и это въ дѣйствительности наблюдается, что при надвиганіи южной части вихря въ мѣстѣ наблюденія перистыя облака появляются ранѣе всего на WNW—W, гдѣ лежитъ и ихъ точка радіаціи. При надвиганіи сѣверной части вихря. перистыя облака показываются на SW—S и здѣсь располагается ихъ точка радіаціи.

ровъ совершается въ обратномъ направленіи: изъ SE вѣтеръ переходитъ въ E, NE, N и NW, т. е. *вращается обратно часовой стрѣлкѣ*.

Указанныя смѣны погоды пойдутъ въ описанномъ порядкѣ и будутъ наблюдаемы въ чистомъ видѣ только въ томъ случаѣ, если приходится имѣть дѣло съ вполнѣ развитымъ, типичнымъ барометрическимъ минимумомъ, неосложненнымъ никакими другими явленіями и движущимся въ направленіи отъ WSW на ENE, соотвѣтствующемъ среднему направленію этихъ вихрей въ среднихъ широтахъ сѣвернаго полушарія. Какъ долженъ измѣниться весь ходъ погоды при измѣненіи направленія движенія минимума, опредѣлить не трудно, если вспомнить, что минимумъ всегда и неизмѣнно движется впередъ тою стороною, въ которой температуры, влажность и облачность повышены, тогда какъ температуры пониженныя, уменьшенная облачность и малая влажность—всегда принадлежность задней части движущагося вихря. Направленіемъ движенія и такъ называемымъ *желобомъ* т. е. линіею, къ этому направленію перпендикулярною, проведенными чрезъ центръ минимума, вихрь всегда раздѣлится на части: переднюю и заднюю, характерныя особенности которыхъ уже указаны, и лѣвую и правую относительно направленія движенія, изъ которыхъ первая всегда будетъ болѣе холодна, бѣднѣе осадками, съ менѣе тяжелыми формами облаковъ, чѣмъ правая, неизмѣнно болѣе теплая, съ болѣе обильными, обложными осадками и съ тяжелыми, плотными формами облаковъ [1]). Если за однимъ минимумомъ очень близко отъ него слѣдуетъ другой, измѣненія погоды въ задней части перваго и передней—второго сливаются; рѣзкаго измѣненія погоды послѣ прохожденія центра перваго минимума не наблюдается.

О смѣнахъ погоды въ томъ случаѣ, когда въ минимумѣ являются осложненія подъ вліяніемъ окружающихъ его областей придется сказать нѣсколько далѣе.

Типичныя для барометрическаго максимума смѣны погоды при его движеніи опредѣляются вполнѣ, какъ и для минимума, тѣми условіями, которыя имѣются на лицо въ районѣ этого вихря (стр. 308, черт. 150). Вѣтры во всей области слабы; въ центральной ея части—полное затишье. Погода для лѣтнихъ и зимнихъ максимумовъ—по преимуществу ясная; только на окраинахъ, гдѣ

---

[1]) На черт. 140, 142 и 151 на дѣйствительныхъ наблюденіяхъ можно прослѣдить весь ходъ измѣненій въ нѣкоторыхъ, по крайней мѣрѣ, элементахъ при движеніи разсматриваемыхъ вихрей.

область максимума приходитъ въ соприкосновеніе съ другими, сосѣдними областями, наблюдается значительное образованіе облаковъ; въ центральной же части вихря только наблюдаются отдѣльныя нити перистыхъ или типичныя кучевыя облака. Ясное небо при большой прозрачности воздуха влечетъ жаркую погоду съ сильными суточными колебаніями температуры лѣтомъ, морозы—зимою. По ночамъ, вслѣдствіе охлажденія излученіемъ поверхности почвы и прилегающаго къ ней нижняго слоя воздуха, по всей области—поземные туманы и обильныя росы лѣтомъ, поземные туманы и инеи зимою, особенно интензивные въ центральной части, гдѣ господствуетъ затишье. Зимою, вслѣдствіе огромной потери тепла излученіемъ съ поверхности снѣга, эта послѣдняя, сильно охлаждаясь при ясной погодѣ, способствуетъ усиленію мороза, охлаждая и прилегающіе слои воздуха. Охлажденіе снѣговой поверхности особенно сильно тамъ, гдѣ мѣстность закрыта и устраненъ обмѣнъ воздуха съ сосѣдними пунктами. Къ сѣверной окраинѣ вихря облачность увеличивается: здѣсь появляются тяжелыя формы слоистыхъ облаковъ, рѣже наблюдаются слабые осадки.

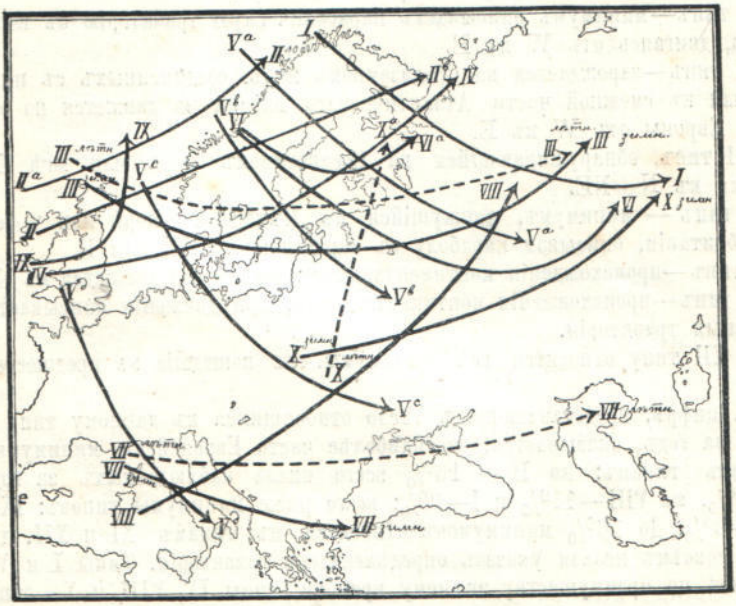
Если максимумъ надвигается на мѣстность съ большою влажностью или съ поверхностью почвы, обильно смоченною осадками, что довольно обыкновенно имѣетъ мѣсто осенью, когда барометрическій максимумъ надвигается вслѣдъ за прохожденіемъ ряда минимумовъ, сопровождавшихся осадками, то небо покрыто, какъ это уже указывалось ранѣе, тяжелыми слоистыми облаками, мощные слои тумана одѣваютъ земную поверхность при очень слабыхъ вѣтрахъ или при полномъ затишьи въ этомъ случаѣ; изъ тумана моросить мелкій дождь цѣлыми днями, иногда недѣлями, почти безъ всякихъ перерывовъ. Рѣже тоже самое въ центральной Россіи иногда наблюдается и лѣтомъ.

Рѣзко можетъ измѣниться погода барометрическаго максимума, когда на него надвигается быстро перемѣщающійся барометрическій минимумъ. Изобары на обращенной къ приближающемуся вихрю окраинѣ максимума тогда сильно сближаются, градіентъ, обыкновенно въ области максимума весьма небольшой, быстро достигаетъ значительной величины, слабые вѣтры при этомъ переходятъ въ бури, въ зимнее время нерѣдко сопровождаемыя сильными метелями, снѣжными заносами и буранами.

Относительно правильной смѣны вѣтровъ при движеніи барометрическаго максимума не можетъ быть рѣчи. Вѣтры, наблюдаемые въ максимумѣ, вообще настолько слабы и зависятъ отъ мѣстныхъ вліяній, что далеко не всегда выражена достаточно характерно

и ясно вокругъ максимума даже свойственная этому вихрю циркуляція воздушныхъ массъ.

Чтобы опредѣлить въ барометрическомъ минимумѣ или максимумѣ положеніе центра вихря, вызвавшаго вѣтеръ, можно всегда пользоваться извѣстнымъ уже правиломъ Бюйсъ-Балло: *вставъ по направленію вѣтра лицомъ въ ту сторону, куда дуетъ вѣтеръ, въ сѣверномъ полушаріи центръ минимума будемъ имѣть всегда впереди себя влѣво, центръ максимума—позади вправо.*



Черт. 171. Типичные пути барометрическихъ европейскихъ минимумовъ.

94. Пути минимумовъ и максимумовъ сѣвернаго полушарія. Изслѣдованія обнаруживаютъ такую измѣнчивость и прихотливость въ движеніи барометрическихъ минимумовъ и максимумовъ, такую запутанность ихъ путей, что отыскать среди нихъ нѣкоторые нормальные, общіе по крайней мѣрѣ большинству этихъ вихрей пути оказывается крайне затруднительнымъ. Если вообще изслѣдователями указываются какіе-либо пути, которымъ слѣдуютъ эти вихри, то подъ такимъ путемъ нужно разумѣть не болѣе, какъ нѣкоторое фиктивное направленіе, около котораго съ весьма большими для каждаго отдѣльнаго случая уклоненіями располагаются тѣ траэкторіи, по которымъ въ дѣйствительности перемѣщался центръ вихря.

Изслѣдованіями для барометрическихъ минимумовъ, движущихся по территоріи Европы (Рыкачевъ), установлено 12 типовъ путей. Здѣсь они перечислены кратко; черт. 171 даетъ схематическое представленіе объ этихъ путяхъ.

I типъ—минимумы, приходящіе на материкъ Европы съ сѣвернаго Полярнаго моря или съ сѣверной части Атлантическаго океана; минимумъ появляется на сѣверѣ Норвегіи или Евр. Россіи и движется съ NW, W или N.

II типъ—минимумъ движется съ Атлантическаго океана вдоль береговъ Великобританіи и Норвегіи, или же пересѣкаетъ Скандинавію въ направленіи отъ SW—WSW.

III типъ — минимумы, появляющіеся въ Атлантическомъ океанѣ, въ Нѣмецкомъ морѣ или Бискайскомъ заливѣ, движутся съ W или WSW.

IV типъ—минимумъ обнаруживается въ проливахъ между Нѣмецкимъ и Балтійскимъ морями или на югѣ Балтійскаго и движется по Балтійскому морю съ SW.

V типъ — минимумы движутся съ NW на SE изъ Нѣмецкаго моря, Ламанша, Бискайскаго залива или Норвежскаго моря.

VI типъ—минимумъ описываетъ параболическую траэкторію съ вершиною на югѣ, двигаясь отъ W къ E.

VII типъ—зарождается на Средиземномъ морѣ, соединенныхъ съ нимъ моряхъ или въ смежной части Атлантическаго океана и движется по южному берегу Европы отъ W къ E.

VIII типъ, обнаруживающійся на Средиземномъ морѣ или югѣ Европы, движется къ N—NE.

IX типъ — минимумъ, движущійся въ Нѣмецкомъ морѣ или у береговъ Великобританіи, описывая параболу съ вершиною къ SE или E.

X типъ—происхожденія континентальнаго; минимумъ движется къ N—NE.

XI типъ—происхожденія континентальнаго; при движеніи описываетъ разнообразныя траэкторіи.

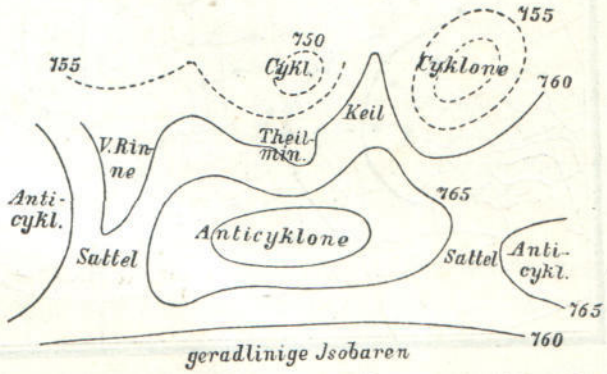
Къ XII типу относятся всѣ минимумы, не вошедшіе въ предшествующіе типы.

Изъ цифръ, представляющихъ число относящихся къ данному типу минимумовъ за годъ, оказывается, что наиболѣе часто Европейскіе минимумы принадлежатъ типамъ: ко II — 16% всего числа наблюдаемыхъ за годъ, къ III—15%, къ VIII—11% и I—9%; всего рѣже минимумы типовъ: IX—2% и VII—3%. До 16% минимумовъ относятся къ типамъ XI и XII, для которыхъ совсѣмъ нельзя указать опредѣленныхъ траэкторій. Типы I и V принадлежатъ по преимуществу зимнему времени; типы IV, VIII и X—относятся преимущественно къ лѣту; остальные типы чаще встрѣчаются зимою, чѣмъ лѣтомъ. Преобладаніе того или иного пути для барометрическихъ минимумовъ за извѣстный промежутокъ времени немедленно, конечно, кладетъ свой отпечатокъ на всю погоду Европы и Европ. Россіи въ частности.

Въ сѣверной Америкѣ по изслѣдованіямъ пути минимумовъ — проще, чѣмъ въ Европѣ. Главный путь направляется отъ сѣвернаго Великаго океана на материкъ, чрезъ великія сѣверо-американскія озера идетъ на Нью-Фаундлендъ и затѣмъ поворачиваетъ на NW въ Атлантическомъ океанѣ. Съ юго-запада, изъ Техаса направляется другой путь, сливающійся съ первымъ около великихъ озеръ. Сверхъ того вдоль береговъ Атлантическаго океана лежитъ путь вестъ-индскихъ ураганов, у Нью Фаундленда также сливающійся съ первымъ.

Движеніе барометрическихъ максимумовъ еще менѣе можетъ быть охарактеризовано какими либо опредѣленными траэкторіями. Изслѣдователи даже и не пытались изобразить такія типичныя траэкторіи: центръ максимума опредѣляется несравненно труднѣе, чѣмъ для минимума, движеніе вихря крайне медленное и неопредѣленное. Для Европ. Россіи какъ преобладающій путь указывается (Броуновъ) траэкторія отъ Финскаго залива къ среднему теченію Волги.

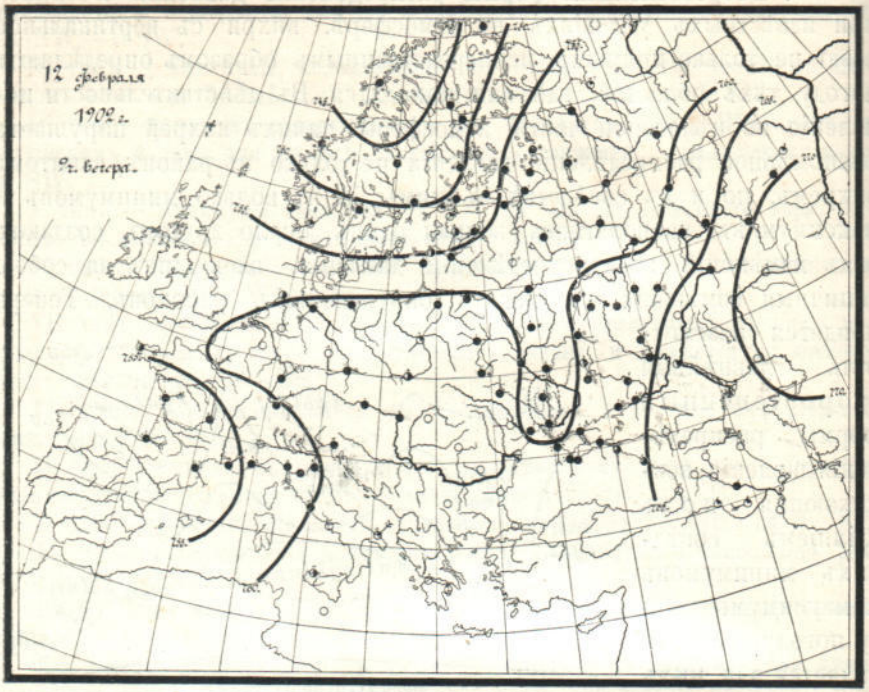
95. **Второстепенныя формы распредѣленія давленія.** Возникая при извѣстныхъ условіяхъ въ атмосферѣ, вихри съ вертикальной осью не только прямымъ, непосредственнымъ образомъ опредѣляютъ погоду тѣхъ областей, гдѣ они находятся. Въ дѣйствительности появленіе въ нѣкоторой части атмосферы такихъ вихрей нарушаетъ равномѣрное распредѣленіе давленія не только въ районѣ, занятомъ вихремъ, но и въ сосѣдствѣ съ нимъ; а нѣсколько минимумовъ и максимумовъ, располагаясь вблизи одинъ около другого, создаютъ рядъ измѣненій въ распредѣленіи давленія, влекущихъ за собою типичныя измѣненія въ погодѣ окружающихъ районовъ. Теперь придется разсмотрѣть главнѣйшія второстепенныя формы распредѣленія давленія, возникающія подъ вліяніемъ сосѣднихъ минимумовъ и максимумовъ, и ту погоду, которая является для нихъ характеристичною.



Черт. 172. Схема возникновенія второстепенныхъ формъ давленія.

Черт. 172 даетъ схематическое представленіе о томъ, какъ именно возникаютъ подъ дѣйствіемъ сосѣднихъ максимумовъ и минимумовъ второстепенныя формы давленія. Такихъ формъ различаютъ (Эберкромби) пять.

1. *Частный минимумъ* представляетъ собою новообразованіе подъ вліяніемъ мѣстныхъ условій на периферіи главнаго, основного минимума. На черт. 173 представлена синоптическая карта съ такимъ частнымъ минимумомъ. Онъ возникаетъ обыкновенно на южной—юго-восточной окраинѣ минимума, держащагося на сѣверѣ—сѣверо-западѣ материка. При появленіи частнаго минимума изобары на окраинѣ главнаго изгибаются характернымъ образомъ; получается какъ-бы разбуханіе или петля, внутри которой замѣчается чрезъ нѣкоторое время возникновеніе своего, особаго центра слабаго давленія и появленіе самостоятельнаго вихревого движенія, какъ и въ настоящемъ минимумѣ. Если условія температуры и влажности не благопріятствуютъ дальнѣйшему развитію, частный минимумъ, остановившись на этой стадіи, остается нѣкоторое время спутникомъ главнаго, двигаясь на его окраинѣ общимъ съ нимъ



Черт. 173. Карта погоды 12 февр. 1902 г.; образованіе частнаго минимума.

поступательнымъ движеніемъ. Иногда же этотъ вновь образовавшійся вихрь постепенно увеличивается, давленіе въ центрѣ его уменьшается, размѣры вихря растутъ и наконецъ онъ отдѣляется отъ главнаго минимума и получаетъ собственное поступательное движеніе, являясь тогда уже самостоятельнымъ, независимымъ отъ материнскаго, барометрическимъ минимумомъ. Какъ общій характеръ погоды въ области частнаго минимума, такъ и порядокъ ея измѣненій при прохожденіи таковаго чрезъ мѣсто наблюденія сходны въ главныхъ чертахъ съ погодою обыкновеннаго барометрическаго минимума. Въ теплое время года частные минимумы сопровождаются *грозами* [1]); въ Соединенныхъ Штатахъ Сѣв. Америки они являются причиною страшныхъ *торнадо*. Имъ сопутствуютъ обыкновенно *бури*, *ливни*, *снѣгопады* при сравнительно незначительныхъ пониженіяхъ барометра.

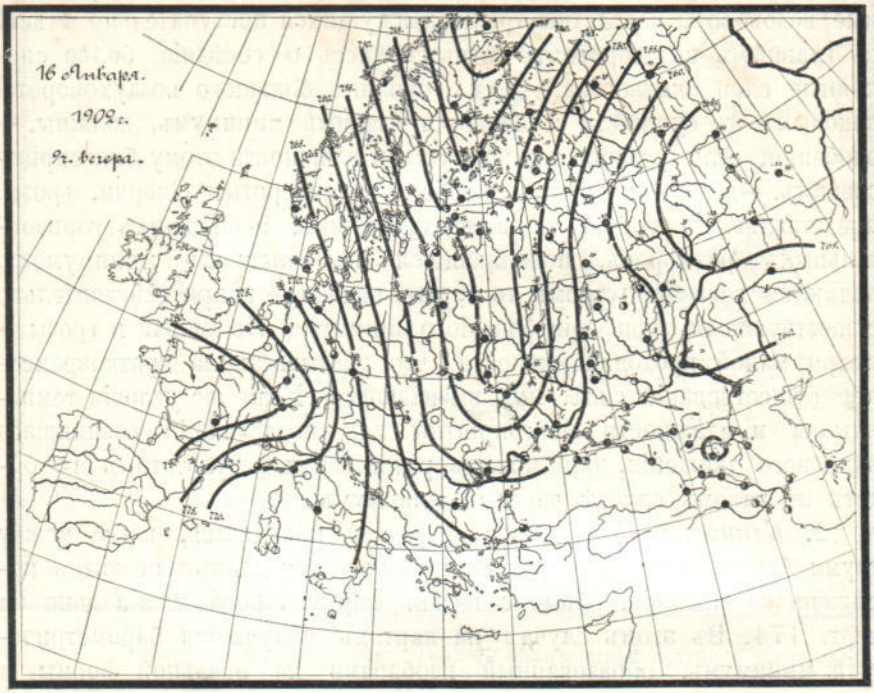
---

[1]) По А. В. Клоссовскому грозы среднихъ широтъ въ значительной своей части обязаны своимъ происхожденіемъ именно такимъ частнымъ минимумамъ.

Процессъ возникновенія частнаго минимума можно представлять себѣ слѣдующимъ образомъ. Совершенно такъ же, какъ на окраинѣ большого водоворота появляются небольшіе вихреобразные водовороты вслѣдствіе тренія движущихся поступательно вмѣстѣ съ главнымъ водоворотомъ водныхъ массъ о сосѣдніе, болѣе спокойные слои жидкостей,—и на окраинѣ большого воздуховорота, каковымъ въ сущности и является главный минимумъ, должны,—особенно, если условія температуры и влажности этому благопріятствуютъ,—возникать болѣе мелкіе воздуховороты. Смерчи, грозы, представляющіе собою такіе воздуховороты небольшихъ горизонтальныхъ размѣровъ, появляющіеся на окраинахъ минимумовъ, являются доказательствомъ того, что подобные вихри дѣйствительно существуютъ на периферіи большого минимума. Но смерчи и грозы—вихри малой продолжительности, что указываетъ на кратковременное существованіе силъ, ихъ вызвавшихъ. Если же условія температуры и влажности благопріятны для поддержанія возникшаго вихревого движенія, оно можетъ развиться и результатомъ его будетъ въ такомъ случаѣ частный минимумъ.

2. *Клинъ или V-образная депрессія* появляется, когда между двумя барометрическими максимумами вдается клинъ или языкъ пониженнаго давленія. Синоптическая карта такого клина дана на черт. 174. Въ этомъ случаѣ на картахъ получается барометрическій минимумъ, образованный изобарами не овальной формы, а незамкнутыми (въ нашихъ широтахъ къ сѣверу), имѣющими форму буквы V (откуда—и названіе депрессіи). Давленіе въ такой депрессіи повышается въ обѣ стороны отъ нѣкоторой линіи, проходящей чрезъ точки наибольшей кривизны изобаръ вдоль области и называемой *дномъ депрессіи*. Эта линія дѣлитъ область на двѣ, рѣзко противоположныя по погодѣ половины, соотвѣтствующія передней и задней сторонамъ обыкновеннаго минимума. Если стать лицомъ по направленію къ болѣе низкому давленію, лежащему для подобныхъ депрессій въ Европѣ на сѣверной окраинѣ области, то въ правой, восточной ея части дуютъ южные и юго-восточные вѣтры при покрытомъ тяжелыми слоистыми и дождевыми облаками небѣ, сопровождаемые обильнымъ дождемъ. Въ лѣвой сторонѣ, при сѣверныхъ и сѣверо-западныхъ вѣтрахъ, небо—ясное съ отдѣльными, разрозненными кучевыми облаками. По линіи дна вѣтеръ дуетъ въ формѣ порывистыхъ шкваловъ и даже бурь; здѣсь при прохожденіи депрессіи происходитъ рѣзкій, быстрый скачекъ вѣтра изъ SW направленія на прямо противоположное. При быстромъ движеніи, свойственномъ такимъ депрессіямъ, и незначительной сравнительно

съ длиною клина ширинѣ его всѣ измѣненія погоды совершаются быстро, параллельно съ рѣзкими и сильными колебаніями давленія.



Черт. 174. Карта погоды 16 янв. 1902 г.; образованіе клина.

3. *Гребень* образуется въ томъ случаѣ, когда между двумя барометрическими минимумами вдвигается, разъединяя ихъ, область высокаго давленія. На черт. 175 представлена синоптическая карта съ такимъ гребнемъ. Давленіе убываетъ здѣсь въ обѣ стороны отъ линіи, проходящей чрезъ точки наибольшей кривизны изобаръ вдоль гребня. Такъ какъ область эта располагается между двумя барометрическими минимумами, изъ которыхъ одинъ обыкновенно удаляется, другой надвигается, то и погода въ области гребня опредѣляется этими сосѣдними минимумами. Въ среднихъ широтахъ Европы гребень направленъ обыкновенно отъ юга, куда давленіе повышается, къ сѣверу. Если поэтому стать лицомъ къ концу гребня, то въ правой его сторонѣ погода будетъ соотвѣтствовать удаляющемуся, въ лѣвой—приближающемуся минимуму. Въ правой части гребня при быстро повышающемся барометрѣ и слабыхъ сѣверо-западныхъ вѣтрахъ погода—ясная, съ очень прозрачною

атмосферою; иногда наблюдаются перистыя и перисто-слоистыя облака съ кругами около солнца и луны, что указываетъ на приближеніе новаго минимума; температуры понижены зимою, повышены лѣтомъ. Съ приближеніемъ къ вершинѣ гребня вѣтеръ стихаетъ и послѣ перехода барометра чрезъ наибольшую высоту пе-

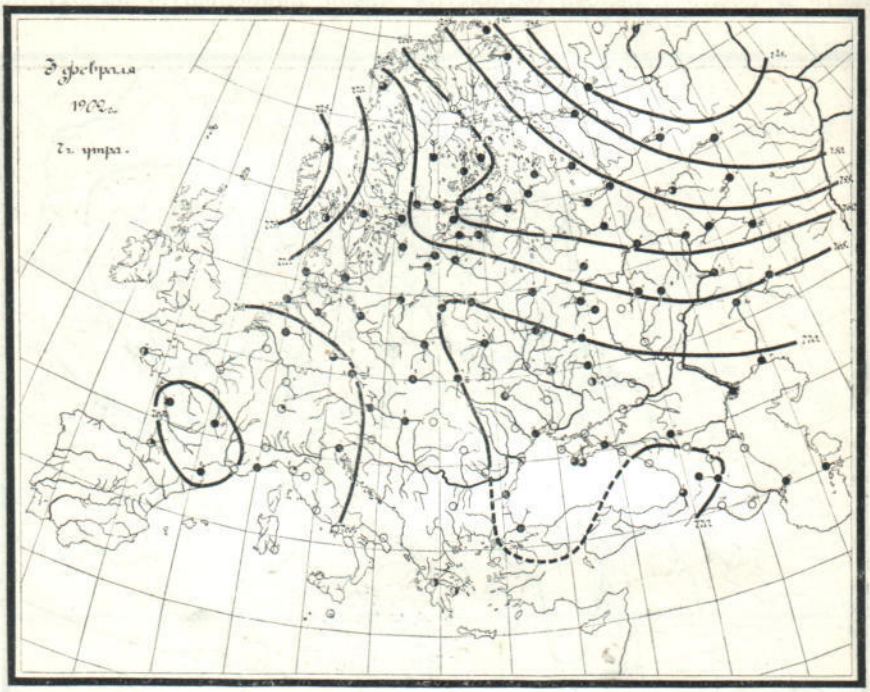
Черт. 175. Карта погоды 22 янв. 1902 г.; образованіе гребня.

реходитъ въ юго-западный; небо постепенно заволакивается и погода принимаетъ характеръ, соотвѣтствующій приближающемуся минимуму. Всѣ измѣненія погоды, также какъ и въ клинѣ, совершаются быстро, параллельно съ значительными и быстрыми колебаніями давленія [1]).

4. *Барометрическое сѣдло* (карта на черт. 175) образуется обыкновенно въ промежуткѣ между двумя сближенными областями высокаго давленія; еще рѣзче оно выражено, когда расположены между двумя областями высокаго давленія двѣ области понижен-

[1]) Поэтому именно въ практикѣ предсказанія погоды вслѣдъ за *быстрымъ* измѣненіемъ давленія *никогда* нельзя ожидать *устойчивой* погоды.

наго давленія. Въ такой области вѣтры всегда слабы, мѣстами даже смѣняются полнымъ затишьемъ, отъ направленія градіента уклоняются мало. Располагаясь между барометрическими максимумами, область сѣдла оказывается обыкновенно наиболѣе податли-

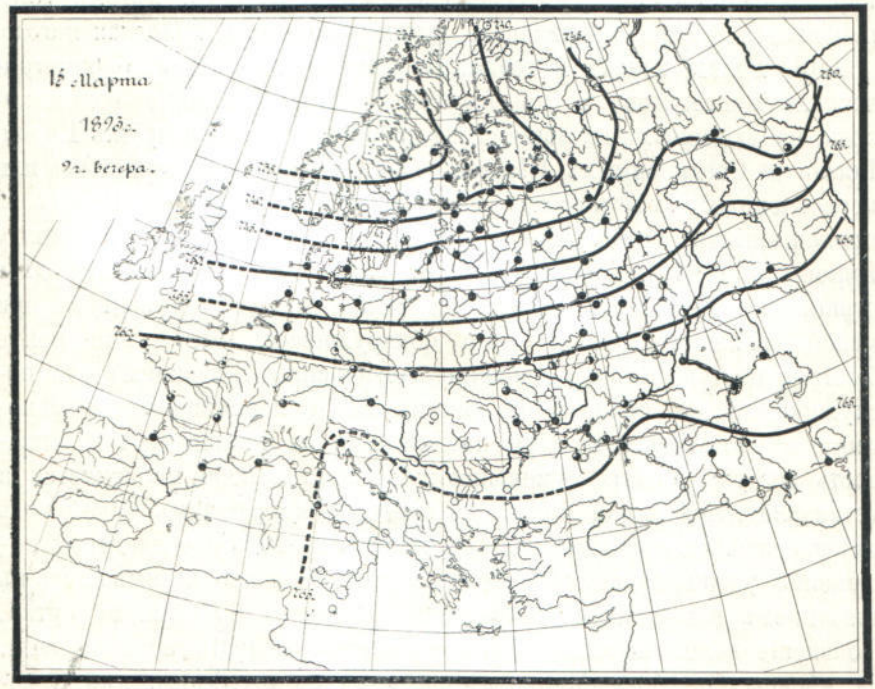


Черт. 176. Карта погоды 3 февр. 1902 г.; образованіе сѣдла.

вою и доступною всякимъ перемѣнамъ погоды; она является поэтому обычнымъ путемъ, по которому въ различныхъ направленіяхъ проходятъ грозовые вихри и частные минимумы послѣ отдѣленія отъ главнаго. Погода здѣсь вообще тихая, болѣе или менѣе пасмурная, измѣнчивая.

5. Нѣчто подобное наблюдается и въ *области прямолинейныхъ изобаръ*, отличающейся отсутствіемъ въ этихъ послѣднихъ значительныхъ изгибовъ и искривленій (карта на черт. 177). Давленіе здѣсь обыкновенно очень постепенно повышается или понижается въ опредѣленномъ направленіи. Въ наиболѣе частыхъ для нашихъ среднихъ широтъ случаяхъ пониженіе идетъ къ сѣверу или сѣверо-западу; тогда въ области этой преобладаютъ SW—W вѣтры, налетающіе порывами и поднимающіе обыкновенно цѣлыя облака пыли и даже небольшіе пыльные смерчи. Въ сторону вы-

сокаго давленія небо ясно; перистыя облака начинаютъ появляться въ сторонѣ болѣе слабаго давленія, постепенно сгущаются и переходятъ въ тяжелыя, обложныя, слоисто-кучевыя формы. Поздней осенью и зимою здѣсь наблюдаются типичныя валообразныя слоисто-кучевыя облака въ видѣ тяжелыхъ, сѣрыхъ облачныхъ валовъ, между которыми проглядываютъ въ промежуткахъ маленькіе клочки голубого неба; изъ облаковъ идетъ тогда нерѣдко мелкій, рѣдкій снѣжокъ. Дожди въ такой области вообще отсутствуютъ. Какъ и предшествующая форма давленія, прямолинейныя изобары, не обладая достаточно устойчивою, типичною погодою, служатъ обычною



Черт. 177. Карта погоды 15 марта 1893 г.; прямолинейныя изобары.

ареною для движенія минимумовъ. Отличительною чертою средней части подобныхъ областей служитъ прозрачность воздуха вмѣстѣ съ особою способностью проводить звуки,—по преимуществу съ дождливой стороны и поперекъ изобаръ.

Для средней Европы и Европ. Россіи область прямолинейныхъ изобаръ имѣетъ особенно большое значеніе, когда изобары идутъ,—что вообще наблюдается рѣже, чѣмъ предшествующій случай,—съ N на S или отъ NW къ SE. Если высокое давленіе лежитъ на

востокѣ, тогда дуютъ S и SE вѣтры въ зимнее время при высокой температурѣ на западѣ; на востокѣ температура низкая; лѣтомъ, наоборотъ, восточная сторона теплѣе западной. Но еще важнѣе область прямолинейныхъ изобаръ въ томъ случаѣ, когда слабое давленіе расположено на востокѣ или сѣверо-востокѣ Европ. материка, область же высокаго давленія лежитъ на юго западѣ или западѣ Европы. Вдоль изобаръ, вытянувшихся почти правильными прямыми линіями съ N—NW на S—SE, при сухихъ, холодныхъ N—NW вѣтрахъ распространяются тогда необычайно легко и быстро *волны холода*; небо проясняется, температура понижается параллельно съ сильнымъ уменьшеніемъ влажности; лѣтомъ устанавливается ясная, прохладная, зимою—морозная, холодная погода.

96. **Волны холода и тепла.** Въ связи съ движеніемъ барометрическихъ минимумовъ и максимумовъ стоитъ появленіе волнъ холода, наблюдаемыхъ на обширныхъ равнинныхъ территоріяхъ Европ. Россіи и Соединенныхъ Штатовъ Сѣв. Америки; въ гористыхъ или пересѣченныхъ мѣстностяхъ явленіе это отсутствуетъ. Вслѣдъ за прохожденіемъ минимума по крайнему сѣверу или сѣверозападу Европы или Сѣв. Америки иногда наблюдается зарожденіе здѣсь ограниченной области значительно пониженныхъ температуръ при малой влажности. Область эта обнаруживаетъ болѣе или менѣе быстрое поступательное движеніе совершенно независимо отъ послужившаго ея образованію минимума и перемѣщается обыкновенно на Ю. или ЮВ. При прохожденіи ея температура и влажность воздуха быстро уменьшаются; затѣмъ небо проясняется и устанавливается ясная погода съ низкою температурою. Такой ходъ явленія наблюдается, начиная съ мѣста зарожденія области, въ постепенно расширяющемся районѣ, послѣдовательно перемѣщаясь въ указанномъ направленіи со средней скоростью 670 км. въ сутки. Появленіе волнъ холода—принадлежность холоднаго времени года. За мѣсяцы Октябрь—Мартъ въ среднемъ по изслѣдованіямъ Срезневскаго наблюдается 3—4 волны холода ежемѣсячно въ Европ. Россіи, въ Іюлѣ—1 (и то далеко не всегда). Территорію Европ. Россіи такая волна пересѣкаетъ въ 2—3 сутки, отъ Колы иногда докатываясь до Персіи съ одной, до Омска съ другой стороны.

Относительно механизма явленія и основныхъ причинъ его возникновенія вопросъ и по настоящее время еще не достаточно выясненъ. Но ходъ метеорологическихъ элементовъ при прохожденіи волны холода позволяетъ думать, что первичная причина волны холода лежитъ въ послѣдовательномъ обвалѣ холодныхъ массъ воздуха съ нѣкоторой высоты на земную поверхность. А затѣмъ къ продол-

жающемуся и продвигающемуся далѣе обвалу холодныхъ массъ внизъ присоединяется еще и постепенное растеканіе холоднаго воздуха по равнинѣ. Съ этой точки зрѣнія механизмъ явленія рисуется слѣдующимъ образомъ.

Барометрическій минимумъ на крайнемъ сѣверѣ или сѣверовостокѣ материка вызываетъ на южной своей сторонѣ южныя и юго-западныя теченія въ нижнемъ слоѣ атмосферы. Подъ вліяніемъ теплыхъ и влажныхъ массъ воздуха, приносимыхъ этими теченіями, температура нижняго слоя атмосферы аномально повышается на большомъ пространствѣ. Въ тоже время по мѣрѣ движенія минимума на сѣверовостокъ материка въ тыльной его части возникаетъ нисходящее движеніе воздуха сначала на нѣкоторой высотѣ. Но при большихъ скоростяхъ вѣтра на высотѣ сравнительно съ нижними слоями холодный воздухъ продвигается на S—SE наверху дальше, чѣмъ внизу. Надъ слоями аномально теплаго воздуха долженъ такимъ образомъ оказаться далеко въ направленіи къ S—SE вытянувшійся языкъ аномально холоднаго; равновѣсіе массъ воздуха— явно неустойчивое и малѣйшихъ причинъ достаточно для его нарушенія. Результатомъ такого нарушенія долженъ быть обвалъ холоднаго воздуха внизъ и поднятіе теплаго вверхъ. Такъ какъ ранѣе всего такое неустойчивое равновѣсіе должно обнаружиться на сѣверозападѣ (въ тыльной части минимума), гдѣ въ тоже время существуетъ въ видѣ восходящихъ потоковъ отъ теплыхъ теченій много и поводовъ для его нарушенія, то здѣсь прежде всего и происходитъ такой обвалъ холоднаго воздуха, ведущій къ зарожденію волны. Растеканіе холоднаго воздуха по земной поверхности на равнинахъ еще болѣе облегчаетъ распространеніе и ходъ явленія. Такъ какъ рѣзкое уменьшеніе влажности обыкновенно значительно предшествуетъ паденію температуры, то по этому признаку наступленіе волны холода можетъ быть даже предсказано напередъ.

Интензивное опусканіе холодныхъ воздушныхъ массъ въ волнѣ холода наблюдается часто въ видѣ рѣзко очерченныхъ, опредѣленныхъ центровъ. Въ этомъ случаѣ замѣчается весьма часто постепенное усиленіе такого центра холода, сопровождающееся, какъ уже было отмѣчено ранѣе, образованіемъ барометрическаго максимума, обыкновенно обнаруживающаго въ такомъ случаѣ склонность къ быстрому перемѣщенію.

Волны холода наиболѣе рѣзко и типично выражены на равнинныхъ мѣстностяхъ; особенной силы и рѣзкости паденіе температуры и влажности при прохожденіи волны холода достигаетъ въ Соеди-

ненныхъ Штатахъ сѣв. Америки. Зарождаясь на крайнемъ сѣверо-западѣ материка, волны холода докатываются здѣсь до побережья Мексиканскаго залива (*Норзёры*—сѣверяки Техаса).

Какъ видоизмѣненіе волнъ холода, сопровождаемое сильнымъ NW вѣтромъ, поднимающимъ въ зимнее время массу сухого снѣга и переходящимъ, одновременно съ рѣзкимъ паденіемъ температуры, въ настоящую снѣжную бурю, слѣдуетъ разсматривать наши *бураны* или *пурги* и *блицарды* сѣв. Америки. Эти снѣжныя бури имѣютъ мѣсто обыкновенно въ томъ случаѣ, когда предшествуемый волною холода барометрическій максимумъ съ сѣверо-запада быстро надвигается на отступающій передъ нимъ или приближающійся къ нему съ юга барометрическій минимумъ. Сходны съ волнами холода и *памперо*, наблюдаемые въ Южной Америкѣ (Аргентина, Уругвай); послѣ прохожденія минимума здѣсь югозападный вѣтеръ, сопровождаемый нерѣдко дождемъ и грозами, предшествуемый своеобразными типичными облаками, также влечетъ за собою рѣзкое паденіе температуры.

Впереди волны холода, и также послѣ ея прохожденія наблюдается нерѣдко подобное ей по характеру, хотя обыкновенно менѣе рѣзко выраженное повышеніе температуры, также обнаруживающее поступательное движеніе; явленіе носитъ названіе *волнъ тепла*. Явленіе — мало изслѣдовано; оно понятно до извѣстной степени въ тылу волны холода, какъ быстрый возвратъ къ нормальному температурному режиму послѣ минованія обвала холоднаго воздуха. Впереди же волны холода оно, вѣроятно,—результатъ отступанія предъ натискомъ холоднаго воздуха, низвергающагося сверху, аномально теплыхъ и влажныхъ нижнихъ слоевъ атмосферы. Въ дополненіе къ этому и первыя порціи опускающагося воздуха могутъ дать повышеніе температуры, являющееся результатомъ адіабатическаго нагрѣванія при нисходящемъ движеніи.

97. **Фёнъ, бора, суховѣи и другіе мѣстные вѣтры.** Когда центръ барометрическаго минимума располагается на западѣ Европейскаго материка (Франція), а высокое давленіе на крайнемъ югѣ Европы (Средиземное море), въ южной половинѣ зап. Европы возникаютъ S, SW или SE вѣтры, встрѣчающіе на своемъ пути альпійскія горныя цѣпи. Поднимаясь по горнымъ склонамъ, влажный воздухъ медленно адіабатически охлаждается и выдѣляетъ водяные пары. Когда онъ перевалитъ чрезъ вершины хребта, лишенный уже большей части своихъ водяныхъ паровъ, воздухъ начинаетъ опускаться по склонамъ книзу въ горныя долины и даетъ начало сильному *сухому, теплому вѣтру*, дующему съ горъ и извѣстному подъ именемъ *фёна*

Фёнъ дуетъ въ долинахъ Швейцаріи чаще всего весною, затѣмъ осенью и зимой; продолжительность его достигаетъ нѣсколькихъ дней. Подъ его вліяніемъ температура быстро повышается въ долинахъ, влажность рѣзко уменьшается, нерѣдко настолько, что растительность сохнетъ или вянетъ. При расположеніи минимума въ восточной части Средиземнаго моря тоже явленіе наблюдается на южныхъ склонахъ Альпъ. Подобное же явленіе встрѣчается на южныхъ склонахъ Кавказа и въ Гренландіи.

Механизмъ фёна разъясненъ работами Ханна. Сухой воздухъ, опускаясь вдоль горныхъ склоновъ, адіабатически нагрѣвается. Опускаясь въ долинахъ на земную поверхность, такой воздухъ долженъ оказаться значительно теплѣе и суше вытѣсняемыхъ имъ воздушныхъ массъ. Такъ какъ горныя цѣпи существенно задерживаютъ движеніе воздуха вслѣдствіе тренія поднимающихся по склонамъ воздушныхъ массъ о земную поверхность, то на подвѣтреной сторонѣ горной цѣпи должны существовать условія, содѣйствующія здѣсь разрѣженію воздуха. Въ силу этого градіенты на подвѣтреной сторонѣ горной цѣпи увеличиваются; опускающіяся массы воздуха, стремясь заполнить разрѣженіе, пріобрѣтаютъ, соотвѣтственно увеличенію градіента, значительныя скорости. Такимъ образомъ именно и возникаетъ фёнъ. Повышеніе температуры подъ вліяніемъ этого вѣтра доходитъ до 10^0 и болѣе, относительная влажность въ нѣкоторыхъ случаяхъ падала до $10^0/_0$.

Близка къ фёну по своему механизму *бора*, наблюдаемая на сѣверовосточномъ побережьи Чернаго моря (въ Новороссійскѣ), а также на берегахъ Адріатическаго моря (около Тріеста). Это — сильный N—NE вѣтеръ, направленный съ берега на море и обязанный своимъ происхожденіемъ обвалу вдоль по склонамъ гористаго берега лежащихъ на нагорьи холодныхъ массъ воздуха. Условія, въ которыхъ наблюдается бора, — теплое море при расположенныхъ къ С.-В. отъ него холодныхъ долинахъ и нагорьяхъ; гдѣ горные хребты высоки (болѣе южныя окраины восточнаго побережья Чернаго и Адріатическаго морей), бора ослабѣваетъ и совершенно исчезаетъ. Эти условія на лицо, когда на материкѣ къ сѣверу отъ побережья — сильный и устойчивый барометрическій максимумъ, движущійся къ югу, на морѣ — барометрическій минимумъ. Значительный при такихъ условіяхъ, барометрическій градіентъ, направленный съ суши на море, увеличивается еще вслѣдствіе огромнаго термическаго градіента между холоднымъ нагорьемъ и теплымъ восходящимъ потокомъ надъ моремъ. Массы воздуха стремительно скатываются внизъ по склонамъ, вѣтеръ пріобрѣтаетъ

характеръ жестокаго шторма (скорость свыше 40 м. въ секунду при этомъ для отдѣльныхъ порывовъ вѣтра — не рѣдкость). Приходя въ прикосновеніе съ влажнымъ морскимъ воздухомъ въ холодное время года, охлажденный воздухъ нагорья доводитъ первый до снѣговой стадіи; иглы отъ замерзшихъ конденсировавшейся воды и водяныхъ брызгъ носятся въ воздухѣ. Леденящій вѣтеръ срываетъ верхушки волнъ и бросаетъ ихъ на берегъ. Кора льда быстро покрываетъ всѣ тѣ преграды, которыя встрѣчаетъ вѣтеръ; деревья ломаются подъ тяжестью наросшаго на нихъ льда; обмерзшія суда не могутъ выдержать волненія и бури.

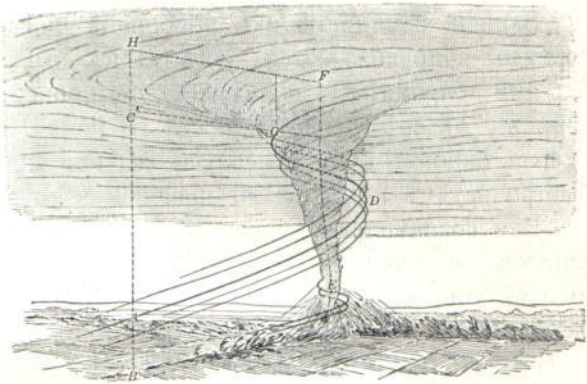
Въ теплое время года бора очень напоминаетъ по своимъ свойствамъ фёнъ.

Такой же характеръ, какъ бора, имѣетъ *мистраль*,—холодный NW вѣтеръ южной Франціи. Вообще на берегахъ теплыхъ морей, соприкасающихся съ болѣе холодными нагорьями, при аналогичномъ распредѣленіи давленія, вѣтры должны носить характеръ боры.

Вѣтры, дующіе изъ пустынь или сухихъ степей, подобно фёну могутъ быть теплыми и сухими; но высокая ихъ температура и малая влажность—не динамическаго происхожденія, а—результатъ мѣстныхъ условій. Такіе вѣтры сухи и теплы не только потому, что они дуютъ изъ теплыхъ и сухихъ странъ; массы воздуха, ими приносимыя, могутъ быть нагрѣтыми отъ частицъ пыли, переносимыхъ вѣтромъ и нагрѣваемыхъ освѣщающими ихъ солнечными лучами. Если вѣтры эти достаточно сильны, они поднимаютъ и несутъ съ собою даже крупный песокъ; болѣе слабые вѣтры несутъ пыль, дымъ, различныя твердыя частицы органическаго происхожденія. Эти примѣси уменьшаютъ прозрачность воздуха и служатъ причиною появленія *сухихъ пыльныхъ тумановъ*. Таковы типичные *суховѣи* юга и востока Россіи; таковы же *самумъ* Аравіи, *хамсинъ* Египта, *сирокко* на сѣверномъ побережьи Африки и на югѣ Европы. Въ пустыняхъ твердыхъ частицъ переносится вѣтромъ такъ много, что пыль затемняетъ солнце, дороги засыпаются пескомъ и т. д.; цѣлые караваны иногда гибнутъ, застигнутые самумомъ или хамсиномъ.

98. **Смерчи и торнадо.** Вихри, извѣстные подъ названіемъ этимъ, отличаются особыми разрушительными дѣйствіями и образуются обыкновенно въ нижнемъ слоѣ атмосферы въ присутствіи особыхъ темныхъ и низкихъ облаковъ, сходныхъ съ грозовыми. На нижнемъ краѣ такого облака наблюдаются опускающіеся внизъ хоботообразные выступы, крутимые сильнымъ вѣтромъ. Предъ возникновеніемъ вихря одинъ изъ такихъ хоботовъ вытягивается внизъ. Иногда туча кажется вся быстро вращающеюся. Если такое облако проносится

надъ моремъ, поверхность воды при этомъ приходитъ въ сильное волненіе, изъ воды поднимается крутящійся столбъ водяной пыли и брызгъ; столбъ этотъ быстро растетъ вверхъ и соединяется съ опускающимся хоботомъ. Образовавшійся такимъ образомъ *смерчъ* (или *тромбъ*) имѣетъ видъ туманнаго водяного столба; черт. 178 представляетъ внѣшній видъ такого смерча. *Торнадо*,—такой же вихрь, образовавшійся на сушѣ, — не отличается существенно отъ смерча; только нижняя его часть состоитъ изъ поднятыхъ вихремъ на большую высоту почвы, пыли и разныхъ предметовъ, встрѣченныхъ на пути вихремъ. Поступательное движеніе такого вихря сравнительно медленно и совпадаетъ съ движеніемъ облака, изъ котораго онъ образовался. Горизонтальные размѣры вихря вообще невелики; на сушѣ они достигаютъ 100—150 метровъ, на морѣ значительно меньше. Кромѣ медленнаго поступательнаго движенія вихрь обнаруживаетъ несравненно болѣе сильное вращательное вокругъ вертикальной оси движеніе массъ воздуха. Движеніе это,—также какъ и въ барометрическихъ минимумахъ,—совершается въ сѣверномъ полушаріи обратно часовой стрѣлкѣ, хотя иногда наблюдаются и исключенія изъ этого правила. Скорость вращательнаго движенія вблизи центра вихря достигаетъ 40—50 м.,—въ исключительныхъ случаяхъ до 100 м. въ секунду; съ удаленіемъ отъ центра вихря скорости эти быстро уменьшаются. При такихъ скоростяхъ вѣтра разрушительныя дѣйствія вихря громадны: вырванныя съ корнемъ деревья, сорванныя крыши, разрушенныя строенія — постоянныя слѣдствія вихря [1]).



Черт. 178. Внѣшній видъ смерча; спиралеобразныя линіи—путь воздушныхъ массъ въ вихрѣ.

[1]) Рѣже наблюдаются нѣкоторые факты, труднѣе поддающіеся объясненію. Такъ однимъ смерчемъ въ Соед. Штатахъ оказался сорваннымъ и *перенесеннымъ на разстояніе* 100 м. жилой домъ. Смерчемъ въ Аньерѣ (близь Парижа) труба одной изъ фабрикъ *приподнята* была *вертикально* на воздухъ и сброшена на землю; обломки верхней ея части оказались при этомъ лежащими тамъ же, гдѣ и обломки нижней части трубы. Извѣстны также случаи *переноса* людей.

Столбъ вихря рѣдко вертикаленъ на сушѣ; по большей части онъ наклоненъ впередъ по направленію движенія. Черезъ нѣкоторое время послѣ своего возникновенія вихри эти ослабѣваютъ и распадаются.

Движеніе смерча или торнадо всегда сопровождается рѣзкимъ измѣненіемъ направленія вѣтра въ моментъ прохожденія центральной части вихря. Точно также мѣняется рѣзкимъ скачкомъ и температура,—по крайней мѣрѣ при прохожденіи торнадо,—сильно понижаясь вмѣстѣ съ поворотомъ вѣтра.

Записи самопишущихъ приборовъ показываютъ, что смерчъ и торнадо сопровождаются чрезвычайно быстрыми и рѣзкими колебаніями барометра, длящимися обыкновенно нѣсколько секундъ; такъ въ Аньерѣ (около Парижа) 18 Іюня 1897 г. при прохожденіи смерча барометръ въ нѣсколько секундъ упалъ на 9.5 мм. и также быстро затѣмъ поднялся до прежней величины.

Вся совокупность извѣстныхъ относительно смерчей и торнадо фактовъ не оставляетъ сомнѣнія, что это—настоящіе вихри весьма малыхъ горизонтальныхъ размѣровъ. Вихри эти по большей части наблюдаются на окраинахъ большихъ лѣтнихъ минимумовъ, какъ и частные минимумы и грозы; а слѣдовательно и происхожденіе ихъ не отличается отъ упомянутыхъ частныхъ минимумовъ. Зарождаясь на нѣкоторой высотѣ, вихрь легко при подходящихъ условіяхъ разростается, вихревое движеніе достигаетъ земли; при огромныхъ центробѣжныхъ силахъ вертикальныя слагающія становятся на столько велики, что въ состояніи поднять воду, пыль, песокъ, а въ исключительныхъ случаяхъ и болѣе тяжелые предметы. Огромныя вертикальныя слагающія, заставляя влажный воздухъ быстро охлаждаться, способствуютъ конденсаціи паровъ, придающихъ смерчу надъ моремъ туманный видъ. Такимъ образомъ смерчъ—тропическій ураганъ въ миніатюрѣ [1]).

99. **Гроза; явленія, сопровождающія ее.** При наблюденіяхъ надъ электрическимъ полемъ атмосферы обнаружилось, что кромѣ періодическихъ измѣненій напряженность этого поля испытываетъ и непеpіодическія. Главнѣйшее, наиболѣе крупное по масштабу изъ

---

[1]) Отъ описанныхъ выше смерчей надо отличать *песчаные или пыльные смерчи,* наблюдаемые въ пустыняхъ. Сходные по внѣшнему виду съ предыдущими, песчаные смерчи пустынь ни по происхожденію, ни по размѣрамъ и дѣйствіямъ совершенно на нихъ не похожи. Возникая подъ непосредственнымъ вліяніемъ накаливанія песка солнечными лучами, песчаные смерчи представляютъ собою настоящіе барометрическіе минимумы въ зародышѣ. Въ Египтѣ наблюдались такіе смерчи до 500 и даже 1000 м. высотою при діаметрѣ до 2—3 м. При вѣтрѣ такіе смерчи перемѣщаются, увлекаемые общимъ движеніемъ воздуха.

этихъ непеpіодическихъ возмущеній поля представляетъ собою явленіе грозы. Грозы — это вихри, сопровождаемые, помимо процессовъ конденсаціи паровъ, содержащихся въ воздухѣ, — еще видимыми и слышными на болѣе или менѣе далекія разстоянія электрическими разрядами. Обыкновенно при грозѣ осадки, выпадающіе изъ особыхъ, типичныхъ облаковъ (грозовыя, Cumulo-Nimbus), сопровождаются непремѣнно *молніею* и *громомъ* или молніею безъ грома (*зарница* — при большой отдаленности грозы отъ наблюдателя). Молнія и громъ считаются такимъ образомъ характернѣйшимъ признакомъ грозы, хотя правильнѣе было бы считать грозою всякій ливень, выпадающій изъ грозового облака, — даже въ томъ случаѣ, если этотъ ливень и не сопровождается слышными электрическими явленіями: электризація облаковъ и осадковъ и невидимыя, но воспринимаемыя электрометрами возмущенія электрическаго поля атмосферными осадками съ несомнѣнностью говорятъ о наличности при этомъ значительныхъ электрическихъ силъ [1]).

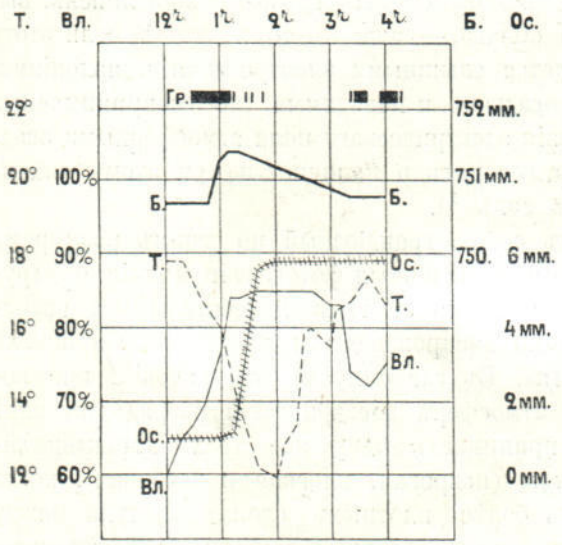
Молнія представляетъ собою грандіозный по своимъ размѣрамъ электрическій разрядъ. Многочисленныя фотографіи молніи обнаруживаютъ полнѣйшее ея сходство съ тѣми колебательными разрядами, которые искусственно воспроизводятся при помощи мощныхъ генераторовъ электричества. Въ зависимости отъ условій, при которыхъ происходитъ въ атмосферѣ электрическій разрядъ въ видѣ молніи, эта послѣдняя принимаетъ одну изъ трехъ характернѣйшихъ ея формъ: *линейную* (искровая, плоская и четочная), когда разрядъ происходитъ въ болѣе плотныхъ слояхъ воздуха между облакомъ и землею или между двумя облаками; *расплывчатую*, когда разрядъ происходитъ въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы; наконецъ *шаровая молнія*, условія образованія которой выяснены еще мало, является, повидимому, при наличности очень высокихъ потенціаловъ, когда колебательный разрядъ происходитъ вблизи водной или очень влажной поверхности. Спектръ молніи совпадаетъ съ спектромъ воздуха, свѣтящагося въ трубкахъ подъ дѣйствіемъ электрическаго разряда. Длина молніи, судя по непосредственнымъ наблюденіямъ, можетъ достигать иногда колоссальныхъ размѣровъ: Франку удалось наблюдать молнію длиною около 49 килом. При такихъ длинахъ разность потенціаловъ, нужная для появленія

---

[1]) Помимо того грозоотмѣтчики различныхъ системъ, регистрирующіе незначительные колебательные разряды, даютъ въ настоящее время возможность непосредственно, безъ содѣйствія наблюдателя, автоматически отмѣчать грозы. Записи этихъ приборовъ съ несомнѣнностью говорятъ о существованіи электрическихъ колебательныхъ разрядовъ безъ молніи и грома.

разряда, должна достигать также огромныхъ величинъ; а при большихъ разностяхъ потенціаловъ нѣтъ ничего невѣроятнаго въ томъ, что явленіе обычнаго электрическаго разряда въ молніи еще осложнено горѣніемъ атмосфернаго азота; отсюда—тѣ детали (ореолы), которыя иногда являются трудно объяснимыми въ снимкахъ молніи.

Громъ, какъ и трескъ при обыкновенныхъ электрическихъ разрядахъ, является результатомъ звуковыхъ колебаній, возникающихъ при этомъ въ воздухѣ отчасти вслѣдствіе тепловаго эффекта разряда, отчасти вслѣдствіе механическихъ причинъ. Эхо вслѣдствіе отраженій звука отъ земли, облаковъ и т. п., осложняя первоначальный звукъ при разрядѣ, придаетъ характерную форму (раскаты) грому.

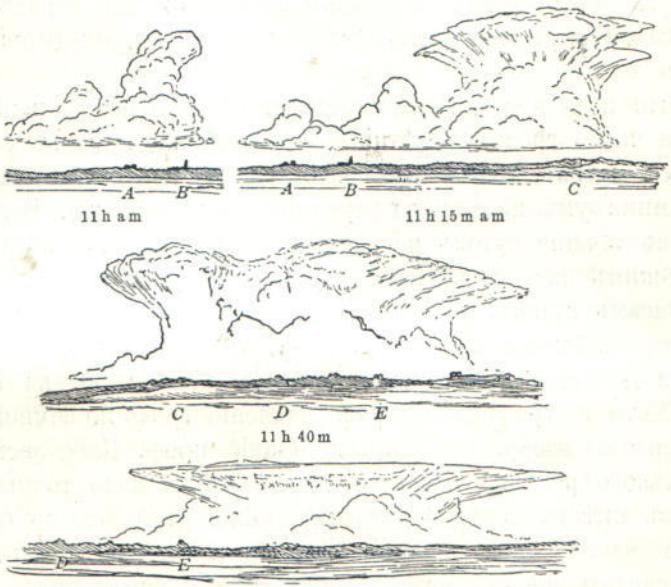


Черт. 179. Ходъ метеорологическихъ элементовъ во время грозы 15 іюля 1897 г. въ Лѣсномъ; т—температура, вл. — относит. влажность, ос.—осадки, б.—барометръ, гр.—запись грозоотмѣтчика.

Не менѣе характерными, чѣмъ эти внѣшніе признаки грозы, являются измѣненія, обнаруживаемыя въ метеорологическихъ элементахъ при прохожденіи грозъ.

Грозѣ предшествуетъ на сушѣ всегда болѣе или менѣе быстрое и значительное повышеніе температуры и абсолютной влажности (*паритъ передъ грозой*); относительная влажность при этомъ уменьшается, но не настолько рѣзко и характерно, какъ возрастаютъ абсолютная и температура. Давленіе обыкновенно медленно падаетъ. Съ началомъ грозы всѣ эти элементы дѣлаютъ рѣзкій скачекъ: температура и абсолютная влажность быстро и рѣзко падаютъ, относительная влажность увеличивается; барометръ рѣзко и быстро повышается на 1—3 мм. и затѣмъ снова начинаетъ падать: получается весьма характерная и типичная для грозы кривая барометрическаго давленія (такъ называемый *грозовой носъ*). Черт. 179 представляетъ ходъ этихъ элементовъ во время грозы 15 іюля 1897 года въ Лѣсномъ. Вѣтеръ, предъ грозою обыкновенно совершенно стихающій нерѣдко до полнаго штиля, съ на-

ступленіемъ грозы начинаетъ дуть шквалами съ большою силою и отличается непостоянствомъ предъ дневными лѣтними грозами; при прохожденіи такихъ грозъ онъ рѣзко мѣняетъ направленіе (нерѣдко на прямо противоположное). Менѣе замѣтны и опредѣленны измѣненія вѣтра при ночныхъ и зимнихъ грозахъ. Дождь въ видѣ ливней—также постоянный спутникъ грозы; но онъ наблюдается съ одинаковою интензивностью далеко не на всемъ районѣ, охваченномъ грозою.



Черт. 180. Послѣдовательныя измѣненія грозового облака по Дэвису.

Всѣ эти измѣненія элементовъ, свойственныя грозѣ, связаны съ образованіемъ и появленіемъ типичнѣйшихъ облаковъ, *грозовыхъ тучъ* (Cumulo-Nimbus). Не всегда и не вездѣ прохожденіе этихъ тучъ сопровождается грозовыми явленіями; но, обратно, до сихъ поръ не удалось наблюдать грозы безъ образованія тучъ. Наблюдатель видитъ обыкновенно при приближеніи такого облака затягивающій небо покровъ ложныхъ перистыхъ или перисто-слоистыхъ облаковъ, постепенно сгущающихся; на ихъ фонѣ появляются хлопья дождевыхъ, а затѣмъ надвигается и темная масса самой грозовой тучи. Иногда образованіе такой тучи идетъ чрезвычайно быстро. Черт. 180 даетъ три послѣдовательныя фазы развитія такого облака по Дэвису: между фазою а и фазою с—промежутокъ времени—40 мин. Высота грозовыхъ облаковъ можетъ быть очень велика;

но электрическіе разряды на высотахъ болѣе 3000 м. наблюдаются рѣдко.

Повторяемость грозъ т. е. число ихъ за данный періодъ времени обнаруживаетъ ясно выраженный годовой періодъ: максимумъ числа наблюдаемыхъ за мѣсяцъ грозъ падаетъ на материкахъ на наиболѣе теплые лѣтніе мѣсяцы (Іюнь и Іюль); зимою—грозы рѣдки или отсутствуютъ. На островахъ надъ теплымъ Гольфштремомъ и на побережьяхъ сѣвернаго Антлантическаго океана обратно максимумъ числа грозъ наблюдается зимою; для странъ, гдѣ лѣтомъ осадки скудны, наибольшее число грозъ приходится на весну и осень.

Нѣчто подобное имѣетъ мѣсто и въ суточномъ періодѣ: наибольшее число грозъ въ лѣтніе мѣсяцы наблюдается въ самые теплые часы сутокъ, между 3—4 час. дня на континентальныхъ станціяхъ; минимумъ падаетъ на утренніе часы (6 ч. у.). Болѣе равномѣрно въ теченіе сутокъ распредѣлены грозы надъ сѣвернымъ Атлантическимъ океаномъ. Зимнія грозы наоборотъ принадлежатъ ночнымъ часамъ сутокъ.

Грозы наблюдаются на всемъ пространствѣ земного шара,—отъ экватора до наиболѣе высокихъ широтъ (78^0 с. ш. на Шпицбергенѣ). Хотя географическое распредѣленіе грозъ по земной поверхности можно изобразить картою (дана проф. Клоссовскимъ), но карты такого рода по существу дѣла будутъ мало точными: явленіе грозъ имѣетъ нерѣдко мѣстный характеръ, и близко отъ мѣстъ, гдѣ онѣ часты, лежатъ такіе пункты, гдѣ грозы рѣдки. Вообще можно считать вполнѣ установленнымъ, что грозы болѣе часты въ тропикахъ, чѣмъ въ среднихъ и высокихъ широтахъ, въ теплыхъ и влажныхъ странахъ чаще, чѣмъ въ холодныхъ и сухихъ, на материкахъ чаще, чѣмъ надъ морями, въ горахъ болѣе часты, чѣмъ на равнинахъ. Продолжительность грозъ вообще не велика: для Россіи (по Клоссовскому) 56% всѣхъ грозъ продолжается не болѣе 1 часа, 24% не болѣе 2 час. и только 7% свыше 4 час. Ночныя грозы вообще продолжительнѣе и сильнѣе, чѣмъ дневныя.

Только немногія грозы,—именно наблюдаемыя въ гористыхъ мѣстностяхъ, остаются неподвижными на томъ же мѣстѣ, гдѣ онѣ и образовались. Обыкновенно же грозы перемѣщаются, слѣдуя движенію болѣе высокихъ слоевъ воздуха; большинство грозъ (51%) представляются наблюдателю въ Европѣ движущимися съ S—SW. На картахъ отмѣчаютъ обыкновенно моменты перваго, услышаннаго наблюдателемъ грома; соединяя затѣмъ пункты съ одновременно наблюдаемыми ударами грома, получаютъ линіи (*изобронты*), по

которымъ можно прослѣдить путь грозы. Подобныя карты показываютъ, что скорость движенія грозъ колеблется въ среднемъ около 30—40 км. въ часъ, значительно отступая отъ этихъ цифръ въ различныхъ пунктахъ въ отдѣльные моменты. Эта скорость зимою вообще больше, чѣмъ лѣтомъ,— ночью больше, чѣмъ днемъ.

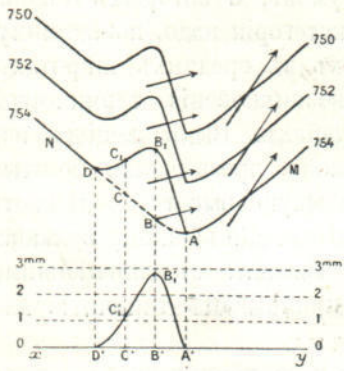
Обыкновенно различаютъ, по предложенію Мона, два рода грозъ: грозы *термическія* — болѣе мѣстныя явленія, вызываемыя сильнымъ нагрѣваніемъ нижнихъ слоевъ воздуха, и *циклоническія*, находящіяся въ связи съ возникновеніемъ большихъ барометрическихъ минимумовъ, не носящія такого мѣстнаго характера, какъ первыя, и не ограниченныя только наиболѣе теплымъ временемъ сутокъ и года. Эта вторая категорія грозъ представляетъ собою одинъ изъ видовъ тѣхъ частныхъ минимумовъ, о которыхъ говорилось въ своемъ мѣстѣ. Къ этой второй категоріи надо, повидимому, отнести большинство грозъ, наблюдаемыхъ въ среднихъ широтахъ.

Одинъ изъ простѣйшихъ случаевъ возникновенія термической грозы наблюдается на дѣятельныхъ вулканахъ. Выдѣляющіяся изъ отверстія вулкана массы перегрѣтыхъ газовъ, чрезвычайно богатыя водяными парами, поднимаются на большую высоту, выдѣляютъ здѣсь свои пары, густыми облаками окутывающіе вершину вулкана; эти образованія облаковъ обыкновенно связаны съ сильнѣйшими грозами, причемъ облака иногда даже принимаютъ типичную для грозъ форму.

Не менѣе типично образованіе грозъ и на тропическихъ островахъ съ высокими горными цѣпями по берегу. Ночью вѣтеръ направленъ съ горъ и суши на море, облачность мала, небо обыкновенно чисто. Въ предполуденные часы (часа за 2 до полудня) вѣтеръ поворачиваетъ съ моря на сушу; влажный бризъ несетъ массу паровъ и поднимается вверхъ по горнымъ склонамъ. На нѣкоторой высотѣ начинается конденсація паровъ, масса облаковъ быстро растетъ, начинается дождь. Когда облака достигнутъ достаточной высоты и мощности, наступаетъ гроза. Къ вечеру мощность облаковъ уменьшается, гроза слабѣетъ и къ ночи опять смѣняется ясной погодой. Въ нѣкоторомъ разстояніи отъ берега надъ моремъ небо остается яснымъ. Подобное же образованіе грозы въ теплое время года можно наблюдать временами вблизи Альпъ.

Возникновеніе циклоническихъ грозъ носитъ иной характеръ. Южная и юго-восточная часть периферіи барометрическаго минимума, какъ уже указано было въ своемъ мѣстѣ, служитъ обычнымъ мѣстомъ возникновенія частныхъ минимумовъ. Когда такой частный минимумъ встрѣтитъ при своемъ зарожденіи благопріятныя условія

для развитія электрическихъ явленій, онъ будетъ сопровождаться грозою. А эти благопріятныя условія, какъ это видно на возникновеніи термическихъ грозъ, — сильно повышенная температура въ нижнихъ слояхъ воздуха при обильномъ содержаніи паровъ. Такъ какъ послѣднее условіе выполнено только въ нѣкоторыхъ мѣстностяхъ, то таковыя и служатъ по преимуществу мѣстомъ возникновенія,—*очагомъ грозъ*. Клоссовскій показалъ, что огромное большинство циклоническихъ грозъ образуется на юго-восточной части минимума между изобарами 750—755 (27.7%) и 755—760 мм. (51.3% всего числа циклоническихъ грозъ). Это будетъ совершенно понятно, если вспомнить распредѣленіе температуръ и влажностей въ области минимума: и та, и другая достигаютъ наибольшей возможной величины на юго-восточной и южной окраинахъ вихря. При этомъ замѣчено, что грозы распространяются обыкновенно узкими полосами (такъ называемыми *грозовыми нитями*); рѣже грозы идутъ болѣе широкими полосами. Во всякомъ случаѣ, какъ показываетъ и ходъ метеорологическихъ элементовъ, циклоническія грозы представляютъ собою несомнѣнные вихри, подобные смерчамъ и торнадо.

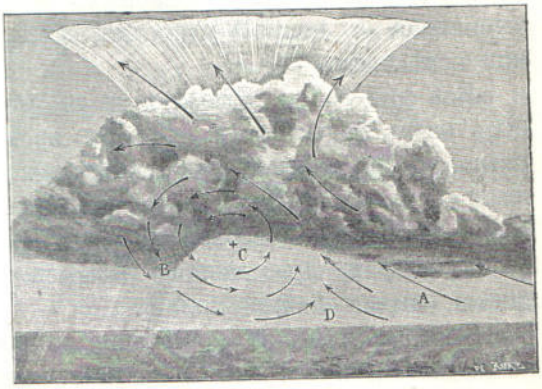


Черт. 181. Типичная форма изобаръ для грозовыхъ шкваловъ.

Чрезвычайно характерную форму изъ циклоническихъ грозъ имѣютъ *грозовые шквалы*,—грозы съ внезапно налетающими бурями. Изобары при такихъ грозахъ имѣютъ типичную V—образную форму съ выступомъ къ югу (черт. 181). Гроза быстро движется къ востоку; давленіе въ тылу растетъ вмѣстѣ съ выпаденіемъ осадковъ (этимъ именно грозамъ и принадлежатъ наиболѣе типичныя измѣненія всѣхъ метеорологическихъ элементовъ); впереди линіи грозъ—ясная погода. При прохожденіи грозы обычные слабые S—SE вѣтры смѣняются порывистыми, часто бурными W—NW. Самая форма облака и наблюдаемыя вблизи его движенія воздуха (черт. 182) показываютъ, что здѣсь—настоящій восходящій потокъ.

Вся совокупность приведенныхъ выше фактовъ заставляетъ смотрѣть на грозы какъ на результатъ восходящаго движенія огромныхъ массъ сильно нагрѣтаго и очень влажнаго воздуха. Будетъ ли восходящее движеніе вызвано термическими причинами, или же оно возникаетъ вслѣдствіе вихревого движенія, вызваннаго

динамическими причинами, при обильномъ содержаніи паровъ въ теплыхъ, подымающихся массахъ воздуха быстро наступитъ конденсація. Начиная съ момента начала конденсаціи, пониженіе температуры съ высотою дѣлается весьма малымъ сравнительно съ окружающимъ воздухомъ; разность температуръ между поднимающимися и окружающими массами воздуха быстро растетъ до нѣкоторой высоты; а это въ свою очередь вызываетъ все болѣе и болѣе интензивное восходящее движеніе. Отсюда—огромныя массы облаковъ, исключительная ихъ мощность при грозахъ. Большая быстрота восходящаго движенія, заставляющая поднимающіяся массы воздуха достигать большихъ высотъ, ведетъ именно къ образованію характерныхъ ложныхъ перистыхъ облаковъ, сопровождающихъ грозовыя облака.



Черт. 182. Грозовое облако и циркуляція воздуха вблизи его и въ немъ по Дэвису.

Вслѣдствіе уменьшенія проводимости слоя воздуха, въ которомъ началась конденсація, должна, какъ ранѣе было указано, измѣняться напряженность электрическаго поля вблизи такого слоя. Отсюда уже могутъ возникнуть значительныя разности потенціаловъ. Но сверхъ того и самые процессы конденсаціи могутъ способствовать образованію большихъ электрическихъ зарядовъ. Въ самомъ дѣлѣ въ воздухѣ нерѣдко содержится до 2% по вѣсу водяныхъ паровъ; пусть $^1/_4$ этого количества паровъ перешла въ жидкое состояніе. Тогда объемъ, занимаемый этими сконденсировавшимися парами, будетъ въ 154000 разъ менѣе объема воздуха, изъ котораго они выдѣлились [1]). Если воздухъ ранѣе содержалъ нѣкоторый электрическій зарядъ, то при этомъ зарядъ, сосредоточиваясь на капелькахъ паровъ, увеличится въ указанное число разъ. Далѣе потенціалъ при прочихъ равныхъ условіяхъ долженъ мѣняться съ измѣненіемъ діаметра капелекъ, такъ какъ зарядъ сосредоточивается

по сравненіи с воздухом

[1]) Ибо пары эти займутъ объемъ въ $^1/_{200}$ того, который они занимали ранѣе, если ихъ плотность не измѣнится; на самомъ дѣлѣ она еще возрастетъ при конденсаціи въ воду въ 770 разъ (отношеніе плотности воды къ плотности воздуха), и объемъ образовавшейся воды будетъ $1 : 770 \times 200$.

только на поверхности; а при увеличеніи капли поверхность ея растетъ медленнѣе, чѣмъ ея объемъ. Поэтому, если мелкія капли сливаются въ одну—большихъ размѣровъ, то зарядъ капли увеличивается. Эти соображенія могутъ объяснить зарядъ облаковъ; они же объясняютъ, почему облака могутъ носить различные заряды; очевидно, что при прочихъ равныхъ условіяхъ облако, состоящее изъ мелкихъ капель, будетъ заряжено слабѣе, чѣмъ облако съ большими каплями.

Могутъ быть еще и другіе источники электризаціи: индукція, переносъ заряженныхъ облачныхъ массъ изъ поля съ однимъ потенціаломъ въ поле съ другимъ, измѣненіе проводимости воздуха при освѣщеніи.

Всѣ эти факты говорятъ за то, что зарядъ облаковъ можетъ быть очень большимъ и въ тоже время весьма различнымъ. Понятно, что въ томъ случаѣ, когда два различно заряженныхъ облака сблизятся между собою или такое облако опустится достаточно близко къ поверхности земли,—настолько, чтобы могъ произойти разрядъ при данной разности потенціаловъ, результатомъ такого разряда явится молнія.

Быстрыя и рѣзкія измѣненія метеорологическихъ элементовъ, наблюдаемыя при грозѣ, являются, очевидно, результатомъ охлажденія воздуха тѣми осадками, которыми сопровождается гроза. Что же касается до колебаній барометра, то рѣзкій скачекъ его слѣдуетъ объяснить быстрымъ уплотненіемъ воздуха при пониженіи температуры съ одной стороны; съ другой стороны онъ можетъ до нѣкоторой степени являться результатомъ сжатія воздуха падающими съ большой высоты массами воды при грозовомъ ливнѣ.

Грозовыя явленія—обыкновенные спутники торнадо, гораздо рѣже смерчей.

100. **Градъ.** Иногда грозы сопровождаются выпаденіемъ града, представляющаго собою неправильные смерзшіеся куски льда, достигающіе временами значительной величины. Самыя грозы при этомъ принимаютъ характерный оттѣнокъ: удары грома слабы, молніи очень многочисленны, сверкаютъ часто почти безъ перерыва; разряды имѣютъ обыкновенно расплывчатую форму и происходятъ высоко между облаками. Выпаденіе града обыкновенно идетъ одновременно съ дождемъ. Градины имѣютъ температуру 0^0 и содержатъ иногда внутри незамерзшую воду; но нерѣдки случаи, когда градины имѣли гораздо болѣе низкую температуру (до—15^0),

Градины обнаруживаютъ по большей части концентрическое строеніе наслоенныхъ на матовое ядро прозрачныхъ ледяныхъ обо-

лочекъ, нерѣдко содержащихъ небольшіе воздушные пузырьки. Наружная поверхность градинъ часто состоитъ изъ неправильныхъ сростковъ кристаллической формы, вросшихъ въ центральное тѣло градины. Эти сростки кристалловъ иногда придаютъ градинамъ такую причудливую форму, которая не поддается описанію.

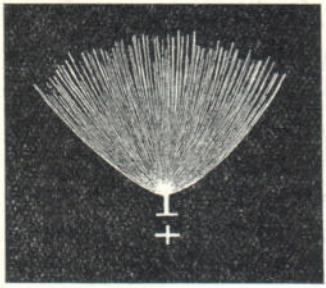
Образованіе подобныхъ причудливыхъ формъ осадковъ при грозахъ представляется понятнымъ. При мощномъ восходящемъ вихревомъ движеніи капли воды, составляющія облако, должны долго оставаться въ переохлажденномъ состояніи вслѣдствіе большихъ вертикальныхъ скоростей. Дѣйствительно Барраль и Биксіо при подъемѣ на воздушномъ шарѣ (1850 г.) въ облакѣ, основаніе котораго лежало на высотѣ 1950 м. надъ поверхностью почвы, наблюдали температуры ниже 0^0 на высотѣ 3300 м., а около 6000 м. температура упала до -10^0, хотя капли воды и здѣсь еще оставались жидкими. Только за этой послѣдней высотою воздухоплаватели встрѣтили въ облакѣ ледяныя иглы и снѣгъ. Подобно этому и наблюденія Ассмана на Брокенѣ показали, что въ облакахъ капельки могутъ оставаться жидкими при температурѣ значительно ниже 0^0. При грозовыхъ восходящихъ потокахъ, когда высота облака можетъ много превосходить приведенныя выше цифры, облака должны состоять поэтому изъ сильно переохлажденныхъ капель; восходящія массы воздуха находятся въ *градовой стадіи*. Надъ грозовымъ облакомъ по большей части лежитъ слой ложныхъ перистыхъ облаковъ, состоящихъ изъ ледяныхъ иголъ. При вихревомъ движеніи эти иглы легко могутъ придти въ соприкосновеніе съ переохлажденными каплями; застывая мгновенно при такомъ соприкосновеніи, капельки дадутъ аморфные сростки кристалловъ, подобные крупѣ, которые и образуютъ ядро градины. Падая внизъ сначала медленно, эти ядра правильно увеличиваются, пока ихъ движеніе медленно, на счетъ встрѣчаемыхъ ими переохлажденныхъ капель. Когда же масса эта пріобрѣтаетъ достаточную скорость при нисходящемъ движеніи, наростаніе льда пойдетъ менѣе правильно. Электрическія силы, помогающія слитію мелкихъ капель въ крупныя, а также вихревыя движенія, которыя несомнѣнно существуютъ въ грозовыхъ облакахъ, должны существенно облегчать образованіе града и могутъ объяснить появленіе самыхъ причудливыхъ формъ въ этихъ осадкахъ.

Такъ какъ градъ—спутникъ грозы, то и область его распространенія, и періодичность въ его выпаденіи совпадаютъ съ таковыми же для грозъ. Существуютъ мѣстности, гдѣ градобитія особенно часты и сильны: это по преимуществу теплыя и богатыя растительностью

долины и нижнія части горныхъ склоновъ,—особенно съ подвѣтреной стороны горъ. Наоборотъ холмы, покрытые лѣсомъ, особенно хвойнымъ, защищаютъ,—преимущественно подвѣтреную сторону,—отъ градобитій. Дать сколько нибудь удовлетворительное объясненіе этимъ фактамъ до сихъ поръ не удалось.

101. Огни св. Эльма; полярныя сіянія. Возмущенія въ атмосферномъ электрическомъ полѣ не всегда однако носятъ такой характеръ, какъ грозы. Наблюденія устанавливаютъ еще явленія, при которыхъ въ атмосферѣ наблюдается несомнѣнно электрическій разрядъ, но не сопровождаемый ни молніей, ни громомъ.

Такой тихій разрядъ въ атмосферѣ можно наблюдать временами въ видѣ *огней св. Эльма*. Это — голубоватые пучки или кисти свѣта, истекающіе изъ остроконечій, которыми оканчиваются различные земные предметы. Они наблюдаются при низкихъ облакахъ, особенно часты при снѣжныхъ метеляхъ, вообще рѣдко наблюдаются безъ осадковъ. На равнинахъ они рѣдки; на морѣ, на концахъ корабельныхъ мачтъ и рей,—особенно въ низкихъ широтахъ, довольно обычны; особенно часты на горахъ. На этихъ послѣднихъ явленіе особенно ярко; свѣтятся не только шпили остроконечій, но и анемометры, шляпы, волосы на головѣ, поднятыя руки и т. д. Нерѣдко они предшествуютъ грозѣ и сопровождаютъ ее.



Черт. 183. Тихій разрядъ.

Явленіе представляетъ собою *тихій разрядъ*, совершенно тождественный съ тѣмъ, который наблюдается на электрическихъ машинахъ въ томъ случаѣ, когда разность потенціаловъ велика, но еще недостаточна для яркаго разряда. Опыты съ этими послѣдними показываютъ, что при разности потенціаловъ 4500—5000 вольтъ при давленіи, близкомъ къ обыкновенному, на концѣ стального острія появляется совершенно одинаковый съ наблюдаемыми огнями св. Эльма тихій разрядъ, который при истеченіи съ острія положительнаго заряда имѣетъ видъ кисти (черт. 183), при отрицательномъ зарядѣ—меньшаго по размѣрамъ, болѣе тонкаго и болѣе яркаго пучка. Такъ какъ облака оказываются заряженными, то при прохожденіи такихъ облаковъ достаточно низко надъ земными предметами напряженность поля можетъ возрасти настолько, что тихій разрядъ дѣлается возможнымъ и наступаетъ въ видѣ огней св. Эльма.

Хотя *полярныя сіянія* и не имѣютъ непосредственной связи съ погодою, только изрѣдка сопровождаясь образованіемъ перистыхъ или перисто-слоистыхъ облаковъ, однако въ виду того, что и они представляютъ собою также электрическій разрядъ въ болѣе высокихъ слояхъ атмосферы, здѣсь будетъ умѣстно вскользь упомянуть и о нихъ.

Въ среднихъ и высокихъ широтахъ ночью можно видѣть временами свѣтовое явленіе, въ сѣверномъ полушаріи появляющееся обыкновенно на сѣверной сторонѣ небосклона, которое называютъ *полярнымъ сіяніемъ* (народное названіе на сѣв. Россіи *сполохъ*); въ южномъ полушаріи оно обыкновенно появляется на южной сторонѣ горизонта. Въ среднихъ широтахъ въ болѣе частыхъ и обыкновенныхъ

случаяхъ полярное сіяніе начинается появленіемъ на сѣверной сторонѣ горизонта желтоватаго или зеленовато-желтоватаго свѣта, нерѣдко въ формѣ довольно ярко свѣтящихся облачныхъ массъ, постепенно усиливающагося и подымающагося надъ горизонтомъ, при чемъ образуется яркая свѣтовая дуга съ рѣзко ограниченнымъ нижнимъ и неопредѣленнымъ, размытымъ верхнимъ краемъ; внизу, подъ этою дугою, небесный сводъ какъ бы темнѣетъ и образуется *темный сегментъ*. Изъ этой свѣтлой дуги выбрасываются временами яркіе снопы свѣта, въ видѣ отдѣльныхъ лучей или цѣлыхъ пучковъ лучей, иногда того же зеленовато-желтаго оттѣнка, какъ и дуга, иногда — окрашенныхъ и переливающихся цвѣтами радуги. При наиболѣе яркихъ и блестящихъ сіяніяхъ лучи эти, вспыхивая по временамъ массами по всей длинѣ дуги, перерѣзываютъ всю покрытую сіяніемъ сторону небосклона и, сходясь вблизи магнитнаго зенита, образуютъ здѣсь блестящій свѣтовой вѣнецъ,—*корону* сѣвернаго сіянія. Въ болѣе рѣдкихъ случаяхъ и въ среднихъ широтахъ, — а въ болѣе высокихъ, напр. на сѣверѣ Норвегіи, довольно часто,--сѣверныя сіянія принимаютъ видъ образованной свѣтовыми лучами волнующейся занавѣси, какъ бы раздуваемой вѣтромъ. Еще сѣвернѣе яркость сіяній начинаетъ убывать; они дѣлаются менѣе разнообразными, болѣе простыми; обычная для этихъ широтъ форма сіянія—свѣтлая дуга, непрерывно измѣняющая свою яркость и перемѣщающаяся по небесному своду, при чемъ нерѣдко за одной дугой слѣдомъ вспыхиваетъ другая, за нею еще и еще, такъ что получается рядъ быстро слѣдующихъ другъ за другомъ дугъ. Сквозь лучи или свѣтовыя массы сіянія всегда можно видѣть болѣе яркія звѣзды, а чрезъ темный сегментъ просвѣчиваютъ даже и сравнительно слабыя. Спектръ сіянія характеризуется 12—14 свѣтлыми линіями, совпадающими съ линіями, наблюдаемыми въ спектрѣ катода Круксовой трубки подъ дѣйствіемъ электрическихъ разрядовъ.

Размѣры области, на которой одновременно могутъ быть видимы полярныя сіянія, могутъ колебаться въ широкихъ предѣлахъ. Наблюденія кап. Нэрса въ Гренландіи показали, что въ нѣкоторыхъ случаяхъ сѣверныя сіянія, наблюдаемыя на одной изъ станцій, оставались невидимыми на другой, отстоящей всего на 100 км. отъ первой; подобные случаи наблюдались и другими путешественниками. Съ другой стороны 25 Сентября 1909 года сѣверное сіяніе было наблюдаемо одновременно по всей Европѣ, Азіи, въ Тихомъ океанѣ. Совершенно въ тѣ же часы этого дня въ южномъ полушаріи наблюдалось южное сіяніе, также охватившее почти все это полушаріе. При этомъ сіяніе наблюдалось на станціяхъ, почти примыкающихъ къ экватору. Слѣдовательно, въ разсматриваемомъ случаѣ, вѣроятно, весь почти земной шаръ былъ какъ бы одѣтъ свѣтомъ этого сіянія.

Также, какъ область видимости, различна и высота, на которой наблюдадались полярныя сіянія. Наблюденія, сдѣланныя въ Европѣ надъ лучистыми по преимуществу сіяніями, показываютъ, что въ среднихъ широтахъ высота нижняго края свѣтлой дуги можетъ колебаться между 70—300 килом., верхніе же края лучей достигаютъ иногда высотъ въ 700 и болѣе килом. надъ поверхностью земли. Напротивъ, для странъ около-полярныхъ цѣлый рядъ чиселъ подтверждаетъ тотъ фактъ, что въ этихъ крайнихъ широтахъ сіянія могутъ наблюдаться на высотахъ, значительно меньшихъ, чѣмъ предыдущія. Такъ извѣстенъ случай въ Гренландіи, когда сіяніе въ видѣ отдѣльныхъ лучей появилось всего на высотѣ 55 м. надъ землею и на разстояніи 110 м. отъ одной изъ наблюдавшихъ его станцій. Наблюденія Лемстрема въ Лапландіи неодно-

кратно обнаруживали сіянія на высотѣ 20 — 30 м. Вообще при наблюденіи приходится, повидимому, имѣть дѣло иногда съ явленіями чисто мѣстнаго характера, видимыми на весьма небольшихъ высотахъ и въ очень ограниченномъ районѣ; иногда же сіянія охватываютъ обширные районы и достигаютъ тогда значительныхъ высотъ надъ земною поверхностью.

Фритцъ пользуясь каталогами сѣверныхъ сіяній, построилъ карту ихъ распредѣленія для сѣвернаго полушарія. На этой картѣ всѣ мѣста съ одинаковымъ среднимъ числомъ сіяній, наблюдаемыхъ въ теченіе года, соединены сплошными линіями,—*изохазмами*. Изохазмы представляютъ собою овальныя, довольно правильныя линіи, центръ которыхъ, — полюсъ сіяній, — совпадаетъ почти съ сѣвернымъ магнитнымъ полюсомъ. Съ приближеніемъ къ полюсу сіяній повторяемость ихъ возрастаетъ однако только до нѣкоторой линіи, *максимума*; по ту сторону этой линіи число сіяній снова уменьшается. Одновременно съ уменьшеніемъ повторяемости уменьшается и яркость сіяній къ С. отъ этой линіи. Вмѣстѣ съ тѣмъ обнаруживается и еще характерный фактъ. Въ среднихъ широтахъ Европы сіянія наблюдаются почти исключительно на сѣверной части небосклона; только въ очень рѣдкихъ случаяхъ свѣтлая дуга сіянія переходитъ чрезъ зенитъ наблюдателя и можетъ быть видима на южной сторонѣ горизонта. При переходѣ къ болѣе сѣв. мѣстностямъ съ увеличеніемъ числа сіяній въ теченіе года возрастаетъ и число сіяній, наблюдаемыхъ на южной сторонѣ горизонта.

Наблюденіями установлена очень характерная связь между полярными сіяніями и появленіемъ нѣкоторыхъ типовъ перистыхъ облаковъ и круговъ около солнца и луны. Въ околополярныхъ широтахъ всякій разъ, какъ только такія облака, появляясь днемъ на небесномъ сводѣ, собирались въ длинныя, напоминающія опушку пера полосы, дугами пересѣкавшія небесный сводъ и сходившіяся въ общую точку радіаціи, вечеромъ замѣчалось появленіе сѣв. сіяній, принимавшихъ лучистую форму, если точки радіаціи облаковъ совпадали съ магнитными меридіанами; при направленіи же облачныхъ полосъ съ З. на В. и сіяніе являлось въ видѣ дугъ. Замѣчено также, что послѣ большихъ сіяній на небѣ наблюдается появленіе бѣлесоватаго, туманнаго покрова и облака всегда имѣютъ неясные, туманные контуры.

Наблюденія показываютъ, что число ежегодно наблюдаемыхъ въ среднихъ широтахъ сіяній подвержено значительнымъ и довольно правильнымъ колебаніямъ, обнаруживая рядъ максимумовъ и минимумовъ, промежутокъ между которыми равенъ (какъ и для солнечныхъ пятенъ) 11 годамъ и 2 мѣсяцамъ. Періоды максимума и минимума сіяній совпадали съ таковыми же періодами для солнечныхъ пятенъ, равно какъ и съ періодами колебаній склоненія магнитной стрѣлки: и здѣсь максимальныя отклоненія совпадаютъ съ максимумомъ сіяній и обратно. Для странъ, лежащихъ внутри максимума повторяемости, періодичность сіяній, по Тромгольду, оказалась обратною періодичности для среднихъ широтъ. Наблюденія показали затѣмъ, что яркія и блестящія сіянія среднихъ широтъ сопровождаются такъ называемыми *магнитными бурями*; при этомъ магнитное возмущеніе тѣмъ сильнѣе, чѣмъ ярче и обширнѣе сіяніе. Центръ сіянія всегда совпадаетъ съ точкою магнитнаго сѣвера, лучи сіянія направлены преимущественно параллельно магнитному меридіану и корона во время сіянія образуется всегда вокругъ магнитнаго зенита. Подобную же тѣсную связь съ земнымъ магнитизмомъ и солнечными пятнами обнаруживаютъ и колебанія напряженности электрическаго земного поля, и повторяемость грозъ.

Лемстрему удалось искусственно воспроизвести полярныя сіянія. Онъ установилъ на одной изъ высотъ въ Лапландіи аппаратъ, состоявшій изъ большой плоской спирали изъ желѣзной проволоки, по которой чрезъ каждые $^1|_2$ м. былъ насаженъ рядъ острій, направленныхъ вверхъ; обороты спирали покрывали площадь въ 364 кв. м. Вся спираль была уложена на изолирующія подставки на небольшомъ разстояніи отъ поверхности земли и свободный конецъ ея былъ отведенъ далеко внизъ и соединенъ съ землею. Смотря на эту спираль снизу, можно было нерѣдко видѣть вокругъ нея свѣтовыя явленія то въ формѣ неясныхъ расплывчатыхъ свѣтовыхъ ореоловъ, то въ видѣ достаточно яркихъ лучей характернаго зеленовато-желтаго цвѣта. Въ спектроскопъ Лемстремъ убѣдился, что спектръ наблюдаемаго имъ явленія тождественъ со спектромъ полярныхъ сіяній. Электрическая машина, соединяемая со спиралью, всякій разъ усиливала свѣтовое явленіе, если оно существовало, и могла его иногда вызвать, если оно отсутствовало.

Относительно происхожденія полярныхъ сіяній изслѣдованія послѣдняго времени дали достаточно опредѣленныя указанія. Хотя полной и общепринятой теоріи явленія до сихъ не существуетъ, но уже такіе факты, — какъ тождество спектра сіяній со спектромъ воздуха, свѣтящагося подъ дѣйствіемъ катодныхъ лучей, и связь сіяній съ возмущеніями земного магнитнаго поля, — не оставляютъ сомнѣнія, что въ полярныхъ сіяніяхъ приходится имѣть дѣло съ явленіемъ, обязаннымъ своимъ возникновеніемъ именно катоднымъ лучамъ. Такъ какъ затѣмъ установлена твердо связь полярныхъ сіяній съ солнечными пятнами и вообще съ процессами на поверхности этого свѣтила, то отсюда приходится заключать, что вызывающій полярныя сіянія потокъ катодныхъ лучей исходитъ отъ солнца. Встрѣчая на своемъ пути земную атмосферу, при извѣстныхъ условіяхъ онъ вызываетъ въ ней явленія полярныхъ сіяній. Таковы исходныя точки, на которыя опирается теорія Паульсена, наиболѣе просто истолковывающая основныя черты явленія.

Факторомъ, который играетъ въ земной атмосферѣ основную роль для явленія полярныхъ сіяній, является по мнѣнію Паульсена очень сильная іонизація и электризація (отрицательная) высокихъ слоевъ атмосферы надъ поясомъ максимума полярныхъ сіяній. Эта іонизація и электризація ежедневно возобновляется подъ дѣйствіемъ потока катодныхъ лучей, льющихся на землю со стороны, обращенной къ солнцу. Катодные лучи солнца вступая въ магнитное поле земли еще за предѣлами атмосферы, отклоняются этимъ полемъ къ магнитнымъ полюсамъ и концентрируются около нихъ въ опредѣленномъ поясѣ (поясъ максимума). Въ этихъ областяхъ катодные лучи, проникая въ атмосферу, вызываютъ сильную іонизацію послѣдней и развиваютъ здѣсь электрическіе заряды.

Внутри этихъ массъ сильно іонизированнаго воздуха съ большими отрицательными зарядами (*матерія полярныхъ сіяній* по выраженію Паульсена) столкновеніе отрицательныхъ іоновъ съ молекулами воздуха и съ положительными іонами временами можетъ вызывать люминесценсію (свѣченіе) газа, — спокойныя, облакообразныя формы полярныхъ сіяній. Временами же электрическія напряженія могутъ становиться внутри этихъ массъ настолько большими, что эти массы наэлектризованнаго воздуха выбрасываютъ изъ себя потоки отрицательно заряженныхъ электроновъ (т. е. по существу дѣла — катодные лучи). Принимая направленіе линій силъ земного магнитнаго поля, эти потоки дадутъ сіяніе въ формѣ лучей. Если точки выхода лучей быстро мѣняются,

сіяніе принимаетъ форму занавѣси (драпри). Когда, наконецъ, потоки электроновъ переносятся вѣтромъ или теченіями въ верхнихъ слояхъ на значительныя разстоянія отъ пояса сильной іонизаціи, сіяніе захватываетъ среднія, а въ исключительныхъ случаяхъ даже и болѣе низкія широты.

Не входя въ дальнѣйшія подробности, должно сказать во всякомъ случаѣ, что теорія Паульсена, удачно объясняя основные факты сіяній, не можетъ считаться окончательною и общепринятою. Самый фактъ наличности сильно іонизированныхъ воздушныхъ массъ въ опредѣленномъ поясѣ земного шара, являющихся необходимымъ условіемъ сіяній, требуетъ провѣрки, — для тѣхъ, по крайней мѣрѣ, случаевъ, когда сіянія наблюдаются въ полярныхъ областяхъ вблизи земной поверхности.

102. **Связь между погодою въ различныхъ частяхъ земного шара.** Изслѣдуя барометрическіе минимумы Атлантическаго океана, Гофмейеръ нашелъ, что высокая температура зимы для западной Европы стоитъ въ самой тѣсной связи съ барометрическими депрессіями сѣверовосточной вѣтви Гольфштрёма. Вслѣдствіе этого всякое увеличеніе мощности этого потока, его распространеніе на сѣверовостокъ, его температура должны имѣть существенное вліяніе на зимнюю и ранне—весеннюю погоду запада Европы. Изслѣдованія гидрографовъ (Сэбинъ) дѣйствительно указываютъ на достаточно широкія колебанія мощности (т. е. скорости, ширины и глубины) Гольфштрёма, его температуры и тѣхъ предѣловъ, которыхъ достигаетъ эта могучая океаническая рѣка. Если такимъ образомъ направляющаяся къ берегамъ Шотландіи и Норвегіи вѣтвь Гольфштрёма усиливается и температура ея повышается, то усиливаются W и SW вѣтры въ западной Европѣ и несутъ въ холодное время года умѣренныя температуры, покрытое небо, мягкую зиму. Обратно при уменьшеніи мощности и температуры этой вѣтви Гольфштрёма температуры зимы для Европы понижаются.

Дальнѣйшія изслѣдованія (Петерсонъ, Мейнардусъ) не только подтвердили, но и расширили область вліянія Гольфштрёма. Оказалось, что погода въ Исландіи и Гренландіи при тѣхъ же измѣненіяхъ Гольфштрёма пріобрѣтаетъ обратный характеръ вслѣдствіе ослабленія западной вѣтви Гольфштрёма. Мало того: такъ какъ воды Гольфштрёма несутъ огромный запасъ тепловой энергіи, то эти измѣненія погоды подъ его вліяніемъ обнаруживаютъ извѣстную устойчивость. Изслѣдованія обнаружили затѣмъ, что колебанія мощности и температуры Гольфштрёма имѣютъ извѣстную періодичность; параллельно этому и зимняя погода Европы обнаруживаетъ нѣкоторую правильность. Такъ Воейковъ показалъ, что нечетныя зимы для сѣвера Европы вообще холоднѣе, чѣмъ четныя.

Колебанія въ мощности и температурѣ Гольфштрёма, а вмѣстѣ съ нимъ и въ температурѣ для большей части сѣвернаго Атланти-

ческаго океана Арреніусъ ставитъ въ связь съ таяніемъ полярныхъ льдовъ. Если сѣверная половина Атлантическаго океана тепла, то должно возникнуть сильное воздушное теченіе съ N—E вдоль Грёнландскаго берега и вдоль проходящаго здѣсь сѣвернаго полярнаго теченія. Вслѣдствіе этого въ сѣверную часть Атлантическаго океана вносятся огромныя массы полярнаго льда, температура его падаетъ; Исландскій очагъ минимумовъ [1]) ослабѣваетъ и вмѣстѣ съ этимъ уменьшается притокъ льдовъ изъ Полярнаго моря. Съ уменьшеніемъ льдовъ температура Атлантическаго океана опять повышается и т. д. Этимъ путемъ можно объяснить себѣ существованіе періодичности въ смѣнахъ погоды, но трудно установить длину періода.

Противоположность погоды для западной Европы и Гренландіи показала, что между погодою въ различныхъ частяхъ земной поверхности въ дѣйствительности можно установить существованіе извѣстной связи. Дальнѣйшее изученіе этого вопроса привело Тейссеранъ-де-Бора къ установленію понятія о большихъ *центрахъ дѣйствія атмосферы*. Этимъ именемъ Тейссеранъ-де-Боръ назвалъ тѣ главные очаги, которыми опредѣляется погода сосѣднихъ странъ. Такими очагами погоды оказываются, — по крайней мѣрѣ для Европы, къ погодѣ которой относилась большая часть изслѣдованій этого рода,—постоянные максимумы и области пониженнаго давленія, обнаруживаемыя на картахъ распредѣленія давленія. Кромѣ упомянутой выше 1) *области низкаго давленія на сѣверномъ Атлантическомъ океанѣ*, такими центрами для Европы оказываются: 2) *большой притропическій максимумъ, лежащій къ юго-западу отъ Европы* (Азорскій максимумъ), 3) *область высокаго давленія въ Центральной Азіи и Сибири* (Сибирскій максимумъ) и въ значительно меньшей степени 4) *область слабаго давленія надъ Средиземнымъ моремъ*, опредѣляющая (по Ханну) погоду южной Европы. Положеніе этихъ областей является, по крайней мѣрѣ въ опредѣленныя времена года, достаточно постояннымъ. Но въ зависимости отъ условій ихъ границы и ихъ интензивность существенно мѣняются. Эти измѣненія въ интензивности и очертаніяхъ этихъ очаговъ не могутъ не отозваться, вызывая соотвѣтственныя въ каждомъ данномъ случаѣ воздушныя теченія, на погоду даже довольно отдаленныхъ странъ. Такъ усиленіе и расширеніе Сибирскаго максимума въ западномъ направленіи ведетъ къ тому, что въ восточной части Европы появляется въ зимнее

---

[1]) Обнаруживающійся ясно на картахъ распредѣленія давленія.

время весьма рѣзко выраженный языкъ высокаго давленія; нерѣдко вслѣдствіе мѣстныхъ причинъ происходитъ сегментація т. е. отдѣленіе отъ него самостоятельныхъ барометрическихъ максимумовъ. Воздушныя теченія отъ E—NE—N изъ области съ весьма низкою температурой несутъ холодъ, и зимнія температуры большей части Европы,—а особенно восточной,—оказываются аномально пониженными. Усиленіе Азорскаго максимума зимою подобно этому вызываетъ аномальное пониженіе температуры въ Западной Европѣ. Усиленіе Атлантической области слабаго давленія наоборотъ, какъ показываютъ изслѣдованія Гофмейера, связано съ аномально повышенными зимними температурами для запада Европы.

Позднѣйшія работы показали (Гильдебрандссонъ), что указанные центры дѣйствія опредѣляютъ погоду не только для Европы. На обширной области, включающей весь Сѣверный Атлантическій океанъ, Европу и значительнѣйшую часть Азіатскаго материка, до Индіи включительно, можно прослѣдить связь между аномаліями погоды и между дѣятельностью этихъ центровъ. Для Тихаго океана тоже, хотя и менѣе опредѣленно, установлена связь между погодою различныхъ его частей и его окраинъ и центрами дѣйствій, каковыми оказываются *Сибирскій максимумъ* и *Тихоокеанскій барометрическій минимумъ* у береговъ Аляски. Такимъ образомъ является возможность, хотя изслѣдованія этого рода только еще начинаются, связать въ одну общую картину погоду, если не для всего, то, по крайней мѣрѣ, для большей части сѣвернаго полушарія.

103. Типы погоды для Европы. Непосредственнымъ изученіемъ матеріаловъ, доставляемыхъ ежедневными метеорологическими картами, фанъ-Бебберу удалось установить основные, главнѣйшіе типы погоды для Европы въ зависимости отъ положенія области барометрическаго максимума т. е. въ зависимости отъ развитія западнаго или восточнаго центра высокаго давленія. Фанъ-Бебберъ различаетъ 5 основныхъ типовъ погоды, имѣя, конечно, въ виду главнѣйшимъ образомъ среднюю Европу; но и для Европ. Россіи,—само собою разумѣется,—эти типы будутъ опредѣлять характеръ погоды. Эти типы слѣдующіе.

Типъ 1. *Область высокаго давленія на W или NW Европы*, у Британскихъ острововъ или въ ближайшемъ ихъ сосѣдствѣ; барометрическіе минимумы рѣдки, по преимуществу вторгаются съ N на материкъ и по восточной половинѣ Европы направляются къ E или SE. Для большой части Европы погода пасмурная съ холодными вѣтрами съ N или NW. Типъ этотъ встрѣчается преимущественно въ теплое время года, и тогда лѣто вообще холодно и дождливо.

Типъ 2. *Область высокаго давленія надъ среднею Европою*; минимумы вообще направлены только по крайнему сѣверу, рѣже проникаютъ съ юга въ восточную половину Европы. Типъ этотъ, наиболѣе обычный лѣтомъ

или раннею весною, отличается слабыми, перемѣнными вѣтрами и погодою, свойственною максимуму для западной Европы, запада и югозапада Россіи; перемѣнчивая погода для сѣверовосточной половины Европ. Россіи.

Типъ 3. *Максимумъ надъ N и NE Европы*; минимумы движутся по южной половинѣ Европы, преимущественно съ Средиземнаго моря или отъ Бискайскаго залива. Вѣтры E или NE, сухіе, холодные зимою, лѣтомъ—теплы въ сѣверной половинѣ Европы; пасмурная, перемѣнная, дождливая погода для южной ея половины. Типъ этотъ принадлежитъ преимущественно холодному времени года.

Типъ 4. *Область высокаго давленія на востокѣ Европы*; минимумы движутся по сѣверозападной половинѣ материка. Типъ этотъ,—принадлежность по преимуществу зимы и осени,—сопровождается S—SE теплыми и влажными вѣтрами для большей части Зап. Европы; надъ юго-востокомъ и востокомъ—ясная погода, теплая лѣтомъ. Зимою, когда давленіе на востокѣ развивается очень сильно, въ большей части Европы вмѣстѣ съ холодными SE вѣтрами устанавливается морозная погода.

Типъ 5. *Высокое давленіе на югѣ Европы*; минимумы идутъ по сѣверной половинѣ материка. Это—наиболѣе частый типъ, встрѣчающійся во всѣ времена года. S и W вѣтры—океаническаго происхожденія, теплые зимою, прохладные лѣтомъ; температура—умѣренная, мягкая. Лѣтомъ, когда этотъ типъ преобладаетъ, вѣтреная, мокрая, холодная погода въ большей части Европы; только на югѣ—тепло и ясно.

Сравнительную частоту этихъ типовъ въ различныя времена года даетъ слѣдующая табличка.

Положеніе максимума:		чаще всего:	рѣже всего:
1. макс.	на W и NW	раннимъ лѣтомъ,	зимою;
2. »	въ центр Европѣ	лѣтомъ (Авг.),	холодные мѣсяцы;
3. »	на N и NE	весною (Апр.),	лѣтомъ;
4. »	» E и SE	зимою (Янв.).	лѣтомъ;
5. »	» S и SW	лѣтомъ (Іюль, Авг.)	весною.

Типъ 3 смѣняется обыкновенно (по Ханну) во всѣ времена года типомъ 1, только лѣтомъ (Май—Сент.) иногда типомъ 2. Типъ 4 смѣняется по большей части типомъ 5, рѣже (въ Апр.) типомъ 1. Типъ 3 предшествуетъ по большей части типу 4 въ холодное время года; въ Маѣ—Іюнѣ его смѣняетъ типъ 1, въ Іюлѣ—Сент. типъ 5. Типъ 1 переходитъ чаще всего зимою и весною въ 5 или 3, лѣтомъ и осенью во 2. Типъ 2 обыкновенно зимою и осенью смѣняется типомъ 4, лѣтомъ типомъ 5.

104. **Предсказаніе погоды.** Все изложенное до сихъ поръ относительно періодическихъ и непеpіодическихъ измѣненій метеорологическихъ элементовъ исчерпываетъ,—по крайней мѣрѣ въ общихъ чертахъ,—главнѣйшія, наиболѣе крупныя измѣненія погоды. Формы распредѣленія давленія, обусловленныя образованіемъ вихревыхъ системъ, опредѣляютъ типичнѣйшіе, основные признаки наблюдаемой погоды. Руководясь этими основными положеніями, возможно въ каждомъ данномъ случаѣ,—по крайней мѣрѣ post factum,—дать себѣ отчетъ въ томъ, какимъ образомъ могла возникнуть та

или иная совокупность метеорологическихъ явленій, вылившаяся въ ту или другую форму погоды.

Явленія погоды настолько, однако, тѣсно связаны съ жизнью человѣка, что одновременно съ появленіемъ метеорологіи—какъ науки—и съ началомъ правильныхъ метеорологическихъ наблюденій метеорологіи поставлена была чисто практическая задача—*предсказанія погоды* на болѣе или менѣе продолжительное время впередъ. Задача каждой науки—довести свои изслѣдованія до такой степени, чтобы можно было по заданной совокупности условій напередъ предрѣшить, какъ пойдетъ при этомъ круговоротъ энергіи и каковъ будетъ конечный результатъ заданныхъ условій. Въ настоящее время въ нѣкоторыхъ отрасляхъ знанія (астрономія, химія, физика и т. д.) по крайней мѣрѣ въ нѣкоторыхъ частныхъ случаяхъ при достаточной простотѣ и немногочисленности заданныхъ условій такое предсказаніе возможно. Но, когда подобное требованіе предъявляется относительно такого сложнаго вопроса, какъ погода,—*точное предсказаніе* становится немыслимымъ и только тогда, когда вопросы погоды будутъ болѣе разъяснены, возможно *предсказаніе съ достаточною вѣроятностью.*

Съ цѣлію выполненія въ возможныхъ при современномъ состояніи ученія о погодѣ предѣлахъ этихъ практическихъ требованій создана въ культурныхъ странахъ спеціальная организація предсказанія погоды; функціонирующая въ Россіи кратко уже была описана на стр. 16—18. Здѣсь въ самыхъ краткихъ чертахъ будутъ указаны только основанія предсказанія погоды. Само собою разумѣется, что для мѣстностей или для широтъ, въ которыхъ непеpіодическія смѣны погоды почти отсутствуютъ, предсказанія погоды возможны съ большою вѣроятностью, приближаются къ достовѣрности. Въ среднихъ же широтахъ, въ которыхъ и существуетъ главнѣйшимъ образомъ потребность въ предсказаніи погоды, дѣло это настолько осложнено непеpіодическими измѣненіями, что здѣсь возможно предсказывать будущія измѣненія погоды только на короткій срокъ, не свыше 1—2 сутокъ впередъ и съ вѣроятностью, не превышающею 70—90%. Предсказанія здѣсь распадаются на *общія*,—относительно возможнаго измѣненія всѣхъ метеорологическихъ элементовъ въ достаточно широкомъ районѣ, и на *спеціальныя*, имѣющія значеніе для нѣкоторыхъ только мѣстностей, и времени года или для нѣкоторыхъ только спеціальныхъ надобностей. Къ послѣдней категоріи относятся предсказанія бурь на моряхъ или озерахъ, весенніе и осенніе заморозки, ливни, градобитія, снѣж-

ные заносы на желѣзныхъ дорогахъ и т. д. И общія, и спеціальныя предсказанія основываются исключительно на составленіи и изученіи синоптическихъ метеорологическихъ картъ.

Главнѣйшія измѣненія погоды въ среднихъ широтахъ опредѣляются измѣненіями давленія атмосферы подъ вліяніемъ возникновенія и перемѣщенія вихрей съ вертикальной осью. Для предсказанія погоды приходится, имѣя подъ руками готовую уже синоптическую карту, составленную на основаніи доставленныхъ въ центральное учрежденіе по телеграфу данныхъ наблюденій, опредѣлить возможное направленіе движенія барометрическихъ минимумовъ и максимумовъ, если таковые уже обнаружились на картѣ. Если же на картѣ существованіе такихъ вихрей незамѣтно, то наличность второстепенныхъ формъ давленія или различныхъ, выработанныхъ практикою признаковъ даетъ возможность рѣшить вопросъ съ нѣкоторою вѣроятностью.

Будетъ, быть можетъ, умѣстно упомянуть здѣсь мимоходомъ, что не было и нѣтъ недостатка въ попыткахъ предсказанія погоды на болѣе долгіе сроки. Такія попытки основывались и до сихъ поръ еще среди большой публики основываются отчасти на томъ, что уже въ давнія времена народная наблюдательность формулировала извѣстную связь между погодою и иными явленіями природы самыхъ разнообразныхъ категорій въ видѣ примѣтъ, отчасти на предположеніи связи между явленіями астрономическими и метеорологическими (вліяніе луны, планетъ на погоду). Изученіе народныхъ примѣтъ привело изслѣдователей въ этомъ направленіи къ согласному выводу, что среди этихъ «формулъ народной мудрости» огромное большинство научными основаніями оправдано быть не можетъ; только небольшая часть примѣтъ, относящихся по преимуществу къ явленіямъ метеорологической оптики, можетъ быть до извѣстной степени научно обоснована. Точно также всѣ попытки связать погоду съ фазами луны или движеніемъ планетъ потерпѣли и *по существу дѣла должны потерпѣть неудачу*: тщательное, строго-научное изслѣдованіе не открыло ни малѣйшихъ слѣдовъ такой связи; въ то же время и энергія, могущая быть полученной землею и ея атмосферою отъ луны и планетъ, исчезающе мала сравнительно съ первоисточникомъ жизни на землѣ,—энергіею солнца,—чтобы вызвать замѣтные эффекты въ явленіяхъ погоды.

Практика предсказанія погоды за послѣднее время пытается, однако, расширить рамки этого дѣла, а главное—ввести новые, чисто практическіе методы, могущіе болѣе точно и опредѣленно въ каждомъ конкретномъ случаѣ рѣшить вопросъ о возможныхъ измѣненіяхъ въ наблюдаемомъ состояніи атмосферы. Такъ изслѣдованія Экхольма пытаются двинуть этотъ вопросъ впередъ, введя методъ изученія областей одновременнаго измѣненія давленія,—особенно для болѣе высокихъ слоевъ атмосферы. Работы Гильбера, теоретически обосновываемыя Брюнсомъ, представляютъ собою другую совершенно оригинальную, стоящую особнякомъ попытку рѣшенія того же вопроса.

Въ настоящемъ курсѣ, гдѣ идетъ дѣло только о возможно ясномъ и отчетливомъ изложеніи основаній ученія о погодѣ, такому чисто практическому

вопросу,—какъ предсказаніе погоды,—не можетъ быть отведено много мѣста. Но въ самыхъ краткихъ чертахъ идеи Экхольма и Гильбера можно охарактеризовать слѣдующимъ образомъ.

Изслѣдованія Экхольма представляютъ собою въ сущности развитіе идей, высказанныхъ впервые Броуновымъ, затѣмъ Срезневскимъ. Нанося на синоптическую карту величину измѣненія давленія за нѣкоторый промежутокъ времени для ряда станцій и соединяя мѣста одинаковаго измѣненія изолиніями (*изаллобарами* по терминологіи Экхольма), на картѣ получаютъ ясно обрисованныя области паденія или повышенія давленія за это время. Изученіе перемѣщенія такихъ системъ линій въ связи съ развитіемъ и движеніемъ барометрическихъ минимумовъ и максимумовъ для различныхъ слоевъ атмосферы привело Экхольма къ тому выводу, что по измѣненіямъ, наблюдаемымъ въ такихъ областяхъ повышающагося или понижающагося давленія, можно предвидѣть движеніе вихрей съ вертикальной осью и особенно наступленіе бурь. Это будетъ понятно, такъ какъ по Экхольму—области повышенія или пониженія давленія—явленіе первичное, при продолжительномъ существованіи ведущее уже *за собою* возникновеніе болѣе или менѣе быстро перемѣщающихся вихрей съ вертикальной осью, а не обратно. Этими именно областями опредѣляется по Экхольму величина возникающаго затѣмъ въ данной области градіента давленія, а вмѣстѣ съ нимъ и сила обусловленнаго послѣднимъ вѣтра.

Методъ Гильбера основывается на изученіи вѣтровъ въ области барометрическаго минимума въ связи съ величиною градіента давленія. Практически выработавъ свой методъ, Гильберъ выступилъ на международномъ конкурсѣ въ Льежѣ (Бельгія, 1905 г.) съ своимъ рѣшеніемъ задачи о предсказаніи погоды, и, показавъ на практикѣ успѣшность его примѣненія, по единогласному рѣшенію жюри, среди котораго были Л. Ротчъ, Тейссеранъ-де-Боръ, получилъ премію. Изучая связь вѣтра съ градіентомъ и измѣненія вихрей среднихъ широтъ въ зависимости отъ нея, Гильберъ пришелъ къ выводу трехъ основныхъ правилъ для предсказанія погоды.

Первое правило Гильбера состоитъ въ томъ, что *всякая депрессія* (*область пониженнаго давленія*), *вызывающая вѣтры съ силою, большею нормальной, болѣе или менѣе быстро выполнится.* На синоптической картѣ вѣтры обыкновенно даются въ шкалѣ Бофорта (ср. стр. 267), для перевода которой на метры въ секунду можно баллы этой шкалы прямо умножить на 2. Изслѣдованія для средней Европы и окружающихъ ее морей показали, что соотношеніе между силой вѣтра въ метрахъ въ секунду и величиною градіента давленія для Европейскихъ минимумовъ очень близко къ 4. Для шкалы Бофорта это отношеніе будетъ слѣдовательно въ круглыхъ цифрахъ около 2. Поэтому вѣтеръ, сила котораго на синоптической картѣ равняется удвоенной величинѣ градіента давленія, будетъ по Гильберу *нормальнымъ*; всякій другой, для котораго отношеніе силы къ величинѣ вызывающаго его градіента больше или меньше 2, по Гильберу—вѣтеръ *аномальный*.

Минимумъ барометрическій сопровождается обыкновенно аномально сильными вѣтрами. Но такіе вѣтры никогда не наблюдаются по всей окружности около центра вихря; по крайней мѣрѣ съ одной стороны вѣтры будутъ или нормальные, или аномально слабые. *Депрессія будетъ всегда, по второму правилу Гильбера, перемѣщаться по пути наименьшаго сопротивленія*,—именно въ сторону этихъ болѣе слабыхъ вѣтровъ. Вѣтры аномально

сильные представляютъ собою какъ бы барьеръ для нея, и она всегда двигается въ ту сторону, гдѣ барьеръ этотъ образуетъ разрывъ.

Далѣе Гильберъ вводитъ понятіе о *вѣтрахъ расходящихся*, обозначая этимъ терминомъ вѣтры, дующіе въ области депрессіи въ направленіи обратномъ тому, которое они должны были бы имѣть подъ дѣйствіемъ даннаго центра низкаго давленія. Область такихъ расходящихся вѣтровъ будетъ всегда, по Гильберу, областью наименьшаго сопротивленія.

Наконецъ *повышеніе давленія происходитъ по направленію, перпендикулярному къ очень сильнымъ вѣтрамъ, и идетъ справа на лѣво; чрезмѣрно усилившіеся вѣтры заставляютъ повышаться давленіе слѣва*;—таково третье правило Гильбера.

Перечисленныя три правила представляютъ собою сущность метода Гильбера. Нѣтъ возможности входить здѣсь во всѣ дальнѣйшія детали Гильберовскаго метода; для ознакомленія съ этимъ вопросомъ во всей его полнотѣ можно только интересующихся отослать къ книгѣ Гильбера, посвященной этому методу.

Что касается теоретическаго обоснованія и истолкованія приведенныхъ правилъ, то, какъ уже было указано, Гильберъ пришелъ къ ихъ выводу чисто синоптическимъ путемъ,—только на основаніи анализа картъ погоды. Теоретическія изысканія по поводу метода Гильбера привели Брюнса къ выводу, что правила эти возможно связать съ основными свойствами вихрей съ вертикальной осью. Не стоятъ эти правила въ противорѣчіи и со всѣмъ тѣмъ, что было и въ настоящей книгѣ сказано о физической природѣ этихъ вихрей и объ основныхъ причинахъ ихъ перемѣщенія. А эти факты заставляютъ уже думать, что Гильберъ безъ теоретическихъ представленій,—чисто проникновеніемъ,—глубоко заглянулъ въ сущность того явленія, которое представляетъ собою одинъ изъ первичныхъ факторовъ погоды въ широтахъ, по преимуществу обитаемыхъ культурнымъ человѣчествомъ.

XIII. Климатъ.

105. **Основные типы климата.** Климатъ—какъ среднее, нормальное состояніе атмосферы для различныхъ мѣстностей—опредѣляется совокупностью всѣхъ метеорологическихъ факторовъ,—суммою всѣхъ періодическихъ и непеpіодическихъ ихъ измѣненій: это прямо слѣдуетъ изъ самаго понятія о немъ. Для составленія себѣ яснаго представленія о климатѣ даннаго мѣста нужны, конечно, прежде всего тѣ нормы, около которыхъ происходятъ измѣненія всѣхъ основныхъ, важнѣйшихъ метеорологическихъ элементовъ. Для составленія такихъ нормъ приходится прибѣгать къ вычисленію многолѣтнихъ, *нормальныхъ* среднихъ за продолжительные промежутки времени. Чѣмъ длиннѣе взятый для составленія такой средней рядъ наблюденій, тѣмъ надежнѣе эта норма [1]).

---

[1]) При этомъ можетъ естественно возникнуть вопросъ, какой же продолжительности нужно взять періодъ, чтобы получить нормы, погрѣшность кото-

Но однѣми такими нормами климатъ даннаго мѣста не можетъ быть охарактеризованъ: ясно выдѣляя періодическія колебанія элементовъ, нормы совершенно не даютъ представленія о размѣрахъ и частотѣ колебаній непеpіодическихъ. Въ своихъ мѣстахъ были разсмотрѣны тѣ величины, которыми можно опредѣлить *всѣ возможныя* измѣненія элементовъ и частоту (повторяемость) такихъ измѣненій. Для болѣе полной характеристики климата важно еще включить *измѣнчивость* элементовъ. Подъ этимъ терминомъ понимаютъ обыкновенно разности отъ дня къ дню между наблюденными величинами даннаго элемента,—напр. температуры,—за опредѣленный моментъ (часъ) или промежутокъ (день); знакъ разности не принимается при этомъ во вниманіе.

Основнымъ факторомъ, опредѣляющимъ климатъ даннаго мѣста, является, конечно, солнечная радіація. Количество энергіи, приходящееся на долю каждаго пункта, опредѣляется географическимъ его положеніемъ на земной поверхности. Въ зависимости отъ условій освѣщенія даннаго мѣста солнечными лучами въ различные моменты дня и года этотъ притокъ энергіи и создаетъ основныя черты такъ называемаго *солнечнаго климата*. Если бы не существовало другихъ условій, извѣстнымъ образомъ измѣняющихъ далѣе этотъ солнечный климатъ, то по отношенію къ круговороту лучистой энергіи, получаемой съ солнечными лучами, весь земной шаръ можно было бы, какъ это уже и было указано въ статикѣ атмосферы, раздѣлить, на пять неравныхъ по своимъ размѣрамъ климатическихъ областей: тропическую, двѣ умѣренныхъ (среднія широты) и двѣ полярныхъ. Подъ вліяніемъ неравномѣрнаго распредѣленія водъ и суши по земному шару во первыхъ, въ зависимости затѣмъ отъ топографическихъ особенностей суши, отъ растительнаго покрова, одѣвающаго земную поверхность, наконецъ въ связи съ положеніемъ мѣста относительно центровъ дѣйствія атмосферы,—солнечный климатъ испытываетъ рядъ измѣненій, дающихъ широкій просторъ для построенія различныхъ классификацій климатическихъ

рыхъ не превышала бы нѣкоторой напередъ заданной величины. Не входя здѣсь въ подробное разсмотрѣніе этого вопроса, можно только замѣтить, что теорія вѣроятностей даетъ возможность точно отвѣтить на такой вопросъ. Въ каждомъ частномъ случаѣ рѣшеніе будетъ опредѣляться, кромѣ заданной напередъ величины погрѣшности, еще среднею измѣнчивостью даннаго элемента т. е. суммою всѣхъ отклоненій отъ нормы, раздѣленною на продолжительность періода. Такимъ образомъ изслѣдованія Вильда показали, что, если нужно получить среднюю годовую температуру съ вѣроятною погрѣшностью, не превосходящею $0^{\circ}.1$, то нужно, напр., рядъ наблюденій для Петербурга не менѣе 41 года, для Риги не менѣе 64, для Оренбурга не менѣе 21 года. Для элементовъ съ большею измѣнчивостью продолжительность періода больше и обратно.

областей. Но, такъ какъ въ основу этихъ дальнѣйшихъ классификацій берутся уже обыкновенно признаки, болѣе или менѣе далекіе отъ упомянутыхъ основныхъ, намѣченныхъ глубокими чертами, какъ таковые, самою природою,—то до сихъ поръ не установлено еще общепринятой, подробно, до деталей разработанной классификаціи климатовъ, обнимающей все наблюдаемое разнообразіе этихъ измѣненій. Поэтому климатологія,—въ лицѣ лучшихъ своихъ представителей,—и не пошла вообще далѣе основныхъ, типическихъ климатическихъ областей. Давая по мѣрѣ накопленія надежныхъ наблюденій тамъ, гдѣ это возможно, даже детальную климатическую съемку земного шара,—настоящую *климатографію* (напр. въ т.т. II—III классической климатологіи Ханна — Handbuch der Klimatologie),—она тѣмъ не менѣе не отходитъ отъ этихъ основныхъ типовъ климата.

Такими основными типами, какъ уже указывалось, слѣдуетъ считать области или поясы, намѣчаемые солнечнымъ климатомъ: тропическій, умѣренный (среднихъ широтъ), полярный. Положеніе мѣста относительно суши и водъ даетъ далѣе климаты: материковый (континентальный) и морской. Въ связи съ рельефомъ мѣстности приходится различать еще климатъ горъ отъ климата равнинъ.

Въ статикѣ атмосферы была въ самыхъ краткихъ чертахъ дана характеристика этихъ основныхъ типовъ климата. Теперь снова придется подробнѣе разсмотрѣть ихъ главнѣйшія особенности. Но прежде необходимо, конечно, еще разъ вспомнить основныя черты солнечнаго климата для различныхъ точекъ земного шара.

Солнечный климатъ. Опредѣляемый исключительно инсоляціею даннаго пункта, солнечный климатъ, строго говоря, будетъ зависѣть только отъ положенія этого пункта относительно солнца. Но условія освѣщенія солнечными лучами будутъ вполнѣ одинаковыми для всѣхъ точекъ, лежащихъ въ одной и той же широтѣ и равно удаленныхъ и отъ экватора, и отъ полюсовъ. Поэтому совершенно съ такою же степенью точности можно сказать, что *солнечный климатъ данной точки земной поверхности будетъ опредѣляться ея широтою.*

Вспомнивъ главные факты, характеризующіе вращеніе земли около оси и вокругъ солнца (съ наклономъ оси суточнаго вращенія къ плоскости эклиптики въ $23\frac{1}{2}^0$), можно разсчитать количества энергіи, приносимыя солнечными лучами на земную поверхность въ любой моментъ (ср. стр. 42—43). Если за единицу принять то количество энергіи, которое получаетъ единица горизонтальной земной поверхности за 1 сутки въ день равноденствія на экваторѣ, то количество энергіи за годъ для различныхъ широтъ, предполагая полную прозрачность атмосферы, выразится цифрами:

широта	0°(экв.)	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	85°	90° (пол.)
колич. энергіи	350	345	331	308	277	240	199	166	150	145

Эта табличка характерно оттѣняетъ вліяніе наклона лучей къ принимающей ихъ поверхности; полюсъ за годъ получаетъ 41.4% того, что приходится на экваторъ.

За сутки количество энергіи мѣняется, въ зависимости отъ положенія мѣста для различныхъ точекъ земной поверхности, въ еще болѣе широкихъ предѣлахъ. Слѣдующая табличка (сравн. также черт. 12, стр. 43) даетъ количества энергіи, получаемыя за одинъ ясный день каждымъ квадратнымъ сантиметромъ горизонтальной земной поверхности для разныхъ широтъ въ различные моменты года. Количество энергіи, получаемое за сутки экваторомъ въ день равноденствія, принято за 1000.

Широта	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
колич. энергіи:										
въ равноденствіе	1000	985	940	866	766	643	500	342	174	0
въ зимнее солнцестояніе .	917	797	659	507	348	191	54	0	0	0
въ лѣтнее солнцестояніе. .	917	1015	1087	1132	1152	1149	1137	1175	1231	1250
тоже, принявъ во вниманіе поглощеніе атмосферою .	432	497	540	559	554	523	472	406	359	347

Послѣдняя строка даетъ наглядное представленіе о томъ, что изъ получаемой солнечной энергіи дойдетъ до земной поверхности послѣ того, какъ солнечные лучи проникнутъ чрезъ земную атмосферу.

Тропическій климатъ. Эта климатическая область лежитъ по обѣ стороны экватора до тропиковъ (23½° широты) и занимаетъ около 0.40 всей земной поверхности. Вслѣдствіе тѣхъ особенностей, которыми характеризуется движеніе земли около оси и вокругъ солнца, на экваторѣ (—и только здѣсь) день всегда равенъ ночи и продолжительность инсоляціи въ теченіе сутокъ всегда одинакова. По мѣрѣ удаленія отъ экватора постепенно начинаетъ расти неравенство между днемъ и ночью въ различныя времена года и въ тропикахъ оно уже, оставаясь сравнительно еще небольшимъ, достигаетъ однако замѣтной величины: наибольшая продолжительность лѣтняго дня здѣсь 13.4 часа, наименьшая зимняго—10.4. Точно также и полуденное зенитное разстояніе солнца на экваторѣ мѣняется въ предѣлахъ отъ 0 до 23½°, и только въ тропикахъ отъ 0° до 47°; косинусъ этой величины, которымъ опредѣляется наибольшая за сутки величина радіаціи, въ предѣлахъ этихъ угловъ мѣняется еще медленнѣе и меньше, чѣмъ самый уголъ. Поэтому, какъ уже было указано въ своемъ мѣстѣ, при большихъ суточныхъ колебаніяхъ въ притокѣ лучистой энергіи, а вмѣстѣ съ нею и въ температурѣ, измѣненія той и другой въ теченіе года отъ дня къ дню очень не велики и годичныя колебанія температуры воздуха малы. Отсюда—*основная климатическая черта этого пояса—большая правильность и равномѣрность погоды.* Въ Батавіи напр. (ср. стр. 120—122) годовыя колебанія температуры не превышаютъ 1°,1 (разность между средними самаго теплаго и самаго холоднаго мѣсяца), тогда какъ суточныя колебанія ея 6°,5. На сѣверной части о-ва Суматры годовое колебаніе температуры—всего 0°.2; для Конго (центр. Африка)—0°,7, тогда какъ суточныя колебанія температуры здѣсь — до 8°.

Высокая температура воздуха въ тропической области сопровождается большою абсолютною и относительною влажностью. Это обиліе паровъ вмѣстѣ съ постоянно высокою температурою дѣлаетъ климатъ тропиковъ чрезвычайно тяжелымъ для жителя среднихъ широтъ. Параллельно съ правильностью температурныхъ колебаній идутъ измѣненія и другихъ факторовъ погоды.

Вмѣсто лѣтнихъ и зимнихъ температуръ времена года здѣсь опредѣляются съ необычайной правильностью вѣтрами и осадками. На картахъ распредѣленія давленія (стр. 232—234, черт. 102 и 103) уже было отмѣчено существованіе области слабаго давленія на экваторѣ, а въ главѣ о перемѣщеніяхъ атмосферы (стр. 276) была указана типичная для этого пояса циркуляція воздушныхъ массъ. Область пониженнаго давленія, расположившаяся по обѣ стороны термическаго экватора и нѣсколько сѣвернѣе экватора географическаго,—сравнительно узкая (не болѣе 5° по дугѣ меридіана) полоса наивысшихъ на земномъ шарѣ температуръ; это—область въ тоже время эваторіальнаго затишья, большой сравнительно облачности (—особенно въ послѣполуденные часы) и интензивныхъ осадковъ. Параллельно съ годовымъ движеніемъ солнца она перемѣщается вмѣстѣ съ термическимъ экваторомъ то къ сѣверу, то къ югу отъ своего средняго положенія. По обѣ ея стороны расположены совершенно правильныя системы вѣтровъ,—пассаты, доходящіе до затропическихъ областей повышеннаго давленія. Границы этихъ чрезвычайно постоянныхъ по своему направленію вѣтровъ вмѣстѣ съ передвиженіемъ экваторіальной области пониженнаго давленія также нѣсколько смѣщаются (ср. стр. 287) параллельно съ годовымъ движеніемъ солнца. Этими-то передвиженіями и опредѣляется для тропическаго пояса наступленіе дождливаго или сухого сезона.

Ясная, сухая погода, начиная отъ областей затропическаго максимума давленія, господствуетъ и въ области типично выраженныхъ пассатовъ. При переходѣ къ области экваторіальнаго затишья и въ этой послѣдней ясная, сухая погода смѣняется пасмурною, дождливою. Большая облачность и дождь, однако, наблюдаются только въ опредѣленные (послѣполуденные) часы. Движенія этой области вызываютъ въ соотвѣтствующихъ широтахъ ясно выраженный годовой ходъ осадковъ съ двумя максимумами около равноденствій и главнымъ минимумомъ лѣтомъ. Это распредѣленіе осадковъ характерно отражается и на растительности этой области: богатѣйшая растительность въ дождливое время года смѣняется полнымъ выгораніемъ и исчезновеніемъ ея въ сухое время года или тамъ, гдѣ количества осадковъ малы.

Полярный климатъ. Незначительная по размѣрамъ (всего 0.08 земной поверхности) и доходящая отъ полюса до полярнаго круга ($66\frac{1}{2}^0$ шир.), полярная область—противоположность по отношенію къ инсоляціи области тропической. Типичною чертою тропической области являлось то, что полуденное солнце,—по крайней мѣрѣ однажды за годъ въ полдень достигая зенита,—не отходитъ отъ него далеко и во всю остальную часть года. Здѣсь,—въ полярной области,—по крайней мѣрѣ одинъ день въ году (зимнее солнцестояніе)—оно не показывается надъ горизонтомъ, но за то также по крайней мѣрѣ однажды въ году (лѣтнее солнцестояніе) оно и не заходитъ совсѣмъ. Полуденное зенитное разстояніе солнца мѣняется здѣсь въ теченіе года въ предѣлахъ отъ $66\frac{1}{2}_0$ до 90° [1]). Эта основная климатическая черта полярной области, опредѣляющая колебанія въ инсоляціи, здѣсь наблюдаемыя, кладетъ типичнѣйшій отпечатокъ и на весь климатъ полярной области, являющейся въ противоположность тропикамъ областью очень малыхъ суточныхъ и чрезвычайно большихъ и рѣзкихъ годовыхъ колебаній температуры. Такъ—для бухты Лэди Фрэнклинъ (на с.-з. Грёнландіи) суточныя колебанія температуры въ среднемъ годовомъ всего 1°.4, тогда какъ разность между средними температурами наиболѣе теплаго и

[1]) Точнѣе до $113\frac{1}{2}^0$.

*

холоднаго мѣсяцевъ доходитъ до 43°.5; для Сагастыря (устье Лены, в. Сибирь) тѣже величины соотвѣтственно 2°.7 и 42°.6

Не смотря на значительную инсоляцію въ теченіе лѣтняго періода полярное лѣто имѣетъ, однако, низкую температуру; вся получаемая съ солнечными лучами энергія тратится на плавленіе огромныхъ массъ льда, скопляющихся за продолжительную полярную зимнюю ночь и достигающихъ большой мощности. Почва за лѣто оттаиваетъ только на незначительную глубину; температура оттаявшаго слоя поднимается, однако, вполнѣ достаточно для того, чтобы развилась типичная полярная растительность и даже дала плоды. При низкихъ температурахъ воздухъ отличается бѣдностью водяныхъ паровъ. Отсюда—бѣдность осадковъ и отсутствіе облаковъ восходящихъ токовъ. Обычная форма облачности — туманъ (слоистыя формы облаковъ), при которомъ воздухъ наполненъ рѣющими ледяными иглами.

Эта однообразная картина полярнаго климата нарушается только въ тѣхъ мѣстахъ, гдѣ теплыя теченія омываютъ берега полярнаго материка или острововъ.

Климатъ среднихъ широтъ. Область среднихъ широтъ, занимающая 0.52 всей земной поверхности, начинается отъ тропиковъ и доходитъ до полярныхъ круговъ. Какъ въ области, промежуточной между тропическою и полярною, полуденное солнце здѣсь уже никогда не бываетъ въ зенитѣ, а вблизи полярныхъ круговъ въ зимнее солнцестояніе почти не поднимается надъ горизонтомъ; но и подъ горизонтомъ, какъ въ полярной области, оно никогда въ теченіе сутокъ не остается. Мѣняется сверхъ того въ значительныхъ предѣлахъ здѣсь и продолжительность дня и ночи отъ лѣта къ зимѣ. Инсоляція среднихъ широтъ является такимъ образомъ какъ бы промежуточною между областями тропическою и полярными. Вслѣдствіе этого уже должно наблюдаться въ этихъ широтахъ значительное разнообразіе въ періодическихъ измѣненіяхъ метеорологическихъ элементовъ. Въ дополненіе къ этому разнообразію періодическихъ колебаній и неперіодическія измѣненія метеорологическихъ элементовъ въ этихъ широтахъ отличаются и наибольшею частотою, и наибольшею интензивностью. Вотъ—причины, которыя кладутъ на климатъ среднихъ широтъ такой разнообразный отпечатокъ: это—климатъ, представляющій всѣ переходы отъ тропическаго къ полярному, — климатъ, не легко поддающійся точной характеристикѣ,— климатъ, который приходится опредѣлять для каждаго даннаго пункта средними и крайними значеніями метеорологическихъ элементовъ и ихъ повторяемостью.

Въ самомъ дѣлѣ въ среднихъ именно широтахъ наблюдались и наивысшія, и наинизшія около земной поверхности температуры на земномъ шарѣ. Здѣсь находится и долина Смерти (Калифорнія) съ ея наивысшими температурами до 58° въ тѣни,—съ средними температурами сутокъ до 46°.4 и съ средними температурами Іюля въ 38°.9 и Августа 38°.2. Въ этой же области, — около сѣверной ея окраины,—лежитъ и Верхоянскъ (вост. Сибирь) съ наинизшею температурою въ—67°.8, съ средними температурами Января — 50°.5 и Декабря — 47°.0.

Типичною чертою климата этихъ широтъ является существованіе достаточно рѣзко отграниченныхъ другъ отъ друга временъ года. Затѣмъ это — область западныхъ вѣтровъ, создающихъ типичное для этихъ широтъ вообще убываніе осадковъ съ запада на востокъ вглубь материка, равно какъ и типичное перемѣщеніе атмосферныхъ вихрей въ томъ же направленіи.

Материковый и морской климатъ. На стр. 140 настоящей книги было отмѣчено, что основнымъ дѣятелемъ, нарушающимъ правильность обмѣна тепловой энергіи на земной поверхности и въ атмосферѣ, является неравномѣрное

распредѣленіе твердыхъ и жидкихъ массъ на земной поверхности. При обзорѣ географическаго распредѣленія давленія (стр. 234) также выяснилось, что материкъ, при преобладаніи излученія всегда охлажденный сильнѣе, чѣмъ окружающія его водныя поверхности, неизмѣнно является областью повышеннаго давленія; и обратно,—области повышеннаго давленія сдвигаются съ материковъ на водоемы при преобладаніи инсоляціи. Это различное отношеніе суши и водъ къ обмѣну тепловой энергіи идетъ еще глубже и кладетъ своеобразный отпечатокъ на климатъ мѣста въ зависимости отъ того, преобладаютъ ли вблизи его суша или водоемы.

Основное различіе между материковымъ и морскимъ климатомъ лежитъ именно въ сглаживающемъ разности колебаній для метеорологическихъ элементовъ вліяніи водныхъ массъ. *Материковый климатъ*—климатъ съ рѣзкими и сильными суточными и годовыми колебаніями температуры, а за нею и другихъ элементовъ; *морской климатъ*, наоборотъ,—климатъ малыхъ суточныхъ и годовыхъ колебаній температуры.

Прекрасный примѣръ того, какъ вліяетъ положеніе мѣста наблюденія относительно суши и океана, даетъ Ханнъ. Въ слѣдующей табличкѣ приведены данныя для ряда пунктовъ, лежащихъ очень близко къ сѣв. параллели 52°; для полной сравнимости въ табличкѣ температуры приведены къ одной и той же высотѣ (100 м. н. у. м.).

Названіе мѣста.	Долгота отъ Гринвича.	Среднія температуры года.	января.	іюля.	Амплит. год. колеб.
Валенсія . . .	10.°3 з.	10.°1	6.°8	14.°6	7.°8
Западн. Германія	7. 2 в.	9. 0	1. 1	17. 3	16. 2
Варшава . . .	21. 0 »	7. 2	— 4. 3	18. 5	22. 8
Курскъ . . .	36. 2 »	5. 2	— 9. 9	19. 3	29. 2
Оренбургъ . .	55. 1 »	3. 3	—15. 4	21. 6	37. 0
Зап. Сибирь . .	80. 2 »	2. 9	—17. 5	22. 6	40. 1

Какъ примѣръ вліянія суши и водъ на суточныя колебанія температуры—можно, по Ханну, привести два пункта въ широтѣ около 43°: въ среднемъ годовомъ амплитуда суточныхъ колебаній для Лезины (долг. 16.°4 В. отъ Гринв.) 3.°9, для Нукуса (долг. 59.°6 В.) 11.°8. Изъ чиселъ предыдущей таблички ясно видно, что сравнительно съ находящимися на той же широтѣ подъ вліяніемъ моря пунктами, *вліяніе материка на климатъ мѣста выражается въ болѣе рѣзкомъ и значительномъ пониженіи зимнихъ температуръ, чѣмъ въ повышеніи лѣтнихъ*; слѣдствіемъ этого является *пониженіе средней годовой температуры по мѣрѣ удаленія отъ береговъ вглубь материка.*

Вода и нагрѣвается, и охлаждается медленнѣе, чѣмъ суша при тѣхъ же условіяхъ; поэтому запаздываніе въ наступленіи максимальныхъ и минимальныхъ температуръ,—особенно въ годовомъ ходѣ,—для материковыхъ пунктовъ всегда меньше, чѣмъ для морскихъ. Такъ какъ замѣтное охлажденіе суши излученіемъ начинается въ среднихъ широтахъ уже съ осени и нагрѣваніе воды, какъ только что упомянуто, происходитъ медленнѣе, чѣмъ для суши, то осень вообще въ материковомъ климатѣ холоднѣе весны, въ морскомъ,—обратно,—весна холоднѣе осени.

Параллельно съ указанными измѣненіями хода температуры подъ вліяніемъ суши или водоемовъ идутъ и другія явленія, связанныя съ температурою. Такъ продолжительность морозовъ (число дней подъ рядъ съ минимальною тем-

пературою ниже 0°) растетъ вглубь материка—сначала по мѣрѣ удаленія отъ береговъ быстро, затѣмъ медленнѣе. По Ханну напр. число такихъ дней для сѣв. широты 50° мѣняется слѣдующимъ образомъ.

	Кельнъ, Триръ.	Прага.	Кіевъ.	Камышинъ.	Уральскъ.	Семипалатинскъ.
Долгота (В. отъ Гр.) . .	6.7	14.4	30.5	45,4	56.3	80.2
Продолжительн. морозовъ .	0	64	117	137	148	162.

Точно также время замерзанія рѣкъ наступаетъ съ углубленіемъ въ континентъ все ранѣе, а время вскрытія все позднѣе,—и продолжительность ледяного покрова на рѣкахъ растетъ. По Ханну, напр., для сѣверн. широты 52°—53°:

	Везе ъ у Бремена.	Висла.	Волга.	Обь.	Амуръ.
Долгота (В. отъ Гр) . .	8.8	18.5	48.0	83.8	140.7
Замерзаніе	2 янв.	26 дек.	9 дек.	9 ноябр.	9 ноябр.
Вскрытіе	1 февр.	1 мар.	18 апр.	26 апр.	20 мая.
Продолж. ледян. покрова .	29	64	130	168	192

Наконецъ съ температурными измѣненіями подъ вліяніемъ водъ или суши тѣсно связанъ снѣговой покровъ, еще усиливающій вліяніе материка въ зимніе мѣсяцы. Въ своемъ мѣстѣ (стр. 201—202) было уже указано на то вліяніе, какое вызываетъ наличность этого покрова на температуру и другіе метеорологическіе элементы, такъ что здѣсь нѣтъ необходимости возвращаться къ этому вопросу.

Водоемы земного шара служатъ, какъ это уже упоминалось, главнымъ источникомъ водяныхъ паровъ въ атмосферѣ. Поэтому совершенно понятно, что по мѣрѣ удаленія отъ береговъ внутрь материка абсолютная влажность должна падать. Однако, по замѣчанію Ханна, внутри наибольшихъ материковъ,—даже въ пустыняхъ,—абсолютная влажность больше, чѣмъ можно было бы думать: испареніе смачиваемой осадками почвы, рѣкъ, озеръ и растительнаго покрова въ значительной степени сглаживаетъ это уменьшеніе. Когда эти послѣдніе источники испаренія отсутствуютъ(—зимою),—и разности рѣзче: измѣненіе абсолютной влажности внутрь материка зимою больше, чѣмъ лѣтомъ; этому же, конечно, содѣйствуютъ и понижающіяся вглубь материка зимнія температуры. Относительная влажность, въ большей степени зависящая отъ температуры, чѣмъ абсолютная, убываетъ также вглубь материка, но медленнѣе, чѣмъ первая. Слѣдующая табличка по Ханну даетъ примѣръ сказаннаго для сѣв. широты 48°—49°.

Названіе мѣста.	Долгота В. отъ Гр.	Абсол. влажность: годъ.	зима.	лѣто.	Относит. влажность: годъ.	зима.	лѣто.
Парижъ	2.3	7.5	5.0	10.3	79	86	73
Вѣна	16.4	7.1	3.7	11.1	76	83	70
Елисаветградъ . . .	32.3	6:6	3.1	10.9	75	86	63
Лугань	39.3	6.4	2.8	10.7	70	81	60
Иргизъ	61.3	5.1	1.6	9.5	70	82	45

Относительной сухости внутри материка соотвѣтствуетъ и сравнительно меньшая, чѣмъ вблизи водоемовъ облачность, особенно—лѣтомъ. Такъ по Ханну для той же сѣв. широты 48°—49° средняя облачность:

названіе мѣста.	Парижъ.	Вѣна.	Лугань.	Иргизъ.
годъ	5.9	5.8	5.9	4.4
зима	6.9	7.0	7.5	5.4
лѣто	5.1	4.8	4.4	3.5

Наконецъ и количество, и повторяемость осадковъ также убываютъ внутрь материка, но довольно неправильно: здѣсь вліяютъ уже въ значительной степени топографическія особенности мѣстности, вѣтры, направленіе горныхъ цѣпей и т. д.

Горный климатъ. Климатъ высотъ,—по мѣткому замѣчанію Траберта,—сходенъ въ извѣстной степени съ морскимъ: значительно нагрѣвающаяся и охлаждающаяся поверхность почвы въ послѣднемъ случаѣ отсутствуетъ,—въ горныхъ же мѣстахъ она есть, но отодвинута настолько далеко отъ точки наблюденія, что ея вліяніе въ значительной мѣрѣ сглаживается. Поэтому здѣсь запаздыванія въ наступленіи максимальныхъ и минимальныхъ температуръ,—какъ и въ морскомъ климатѣ,—больше, чѣмъ у подножія горы, суточныя и годовыя амплитуды температурныхъ колебаній уменьшены по сравненію съ этимъ подножіемъ, весна относительно холодна, осень—тепла. Рѣчь идетъ, конечно, объ отдѣльныхъ горахъ; при этомъ главное вліяніе на климатъ здѣсь принадлежитъ не абсолютной высотѣ точки наблюденія надъ уровнемъ моря, а относительному возвышенію сравнительно съ окружающею мѣстностью.

На высокихъ нагорьяхъ, напротивъ,—именно вслѣдствіе того, что съ увеличеніемъ высоты надъ уровнемъ моря выпалъ наиболѣе поглощающій лучистую энергію нижній слой атмосферы, инсоляція повышена и амплитуды суточныхъ и годовыхъ колебаній температуры увеличены.

Типичною чертою климата значительныхъ высотъ является наличность снѣгового покрова. При паденіи температуры по мѣрѣ возвышенія надъ земною поверхностью высота, на которой температура опустится до 0°, будетъ находиться тѣмъ ниже, чѣмъ ниже температура у поверхности почвы. Поэтому изотермальная поверхность съ температурою 0° будетъ надъ экваторомъ выше, а вблизи полюса ниже, чѣмъ въ среднихъ широтахъ. Точно также въ данномъ пунктѣ она зимою должна быть ниже, лѣтомъ—выше, чѣмъ весною и осенью. Въ зависимости отъ этого для горъ будетъ измѣняться высота, на которой можно встрѣтить границу снѣговой линіи (ср. стр. 202) т. е. сплошного снѣгового покрова. Такъ какъ плавленіе снѣга поглощаетъ много тепла, то движеніе снѣговой линіи значительно запаздываетъ сравнительно съ упомянутыми перемѣщеніями нулевой изотермы. Вообще, чѣмъ континентальнѣе климатъ, тѣмъ значительнѣе колебанія нулевой изотермы и тѣмъ выше граница снѣговой линіи.

Другая типичная черта климата значительныхъ высотъ (—особенно нагорій)—упомянутая уже ранѣе повышенная инсоляція и малая облачность.

Наконецъ уменьшенное давленіе, на значительныхъ высотахъ являющееся даже причиною горной болѣзни, дѣлающей эти высоты необитаемыми для не приспособившагося человѣческаго организма, составляетъ третью типичную особенность горнаго климата.

106. **Климатъ Россіи.** Въ общемъ курсѣ метеорологіи нѣтъ возможности вдаваться въ подробную климатическую характеристику различныхъ частей земного шара. Для русскаго читателя полезно однако въ самомъ бѣгломъ обзорѣ познакомиться съ важнѣйшими климатическими чертами той территоріи, которая занята Россіею.

При обширности территоріи, занятой Россіею (—почти $^1/_6$ всей суши), и разнообразіи ея строенія климатъ ея не можетъ не представлять очень большихъ различій; при этомъ въ Азіатской ея части разнообразіе несравненно больше, чѣмъ въ Европейской Россіи. Съ сѣверо-запада отдѣленная отъ Атлантическаго океана только узкимъ Скандинавскимъ полуостровомъ и Балтійскимъ моремъ, на востокѣ она непосредственно соприкасается съ Тихимъ океаномъ, занимая по долготѣ пространство почти въ 170°. Въ направленіи меридіана отъ 35° с. ш. (въ Закаспійской области) она далеко заходитъ за Сѣверный полярный кругъ (до 77° слишкомъ с. ш.), захватывая по дугѣ меридіана свыше 40°. При такихъ протяженіяхъ территорія эта охватываетъ почти половину двухъ материковъ (Европейскаго и Азіатскаго). Отсюда уже совершенно ясно, что на такомъ обширномъ пространствѣ можно встрѣтить всевозможныя измѣненія климата,—отъ почти тропическаго—до полярнаго, отъ чисто почти морского—до самаго типичнаго континентальнаго. И дѣйствительно,—самый бѣглый обзоръ подчеркиваетъ характерно это разнообразіе.

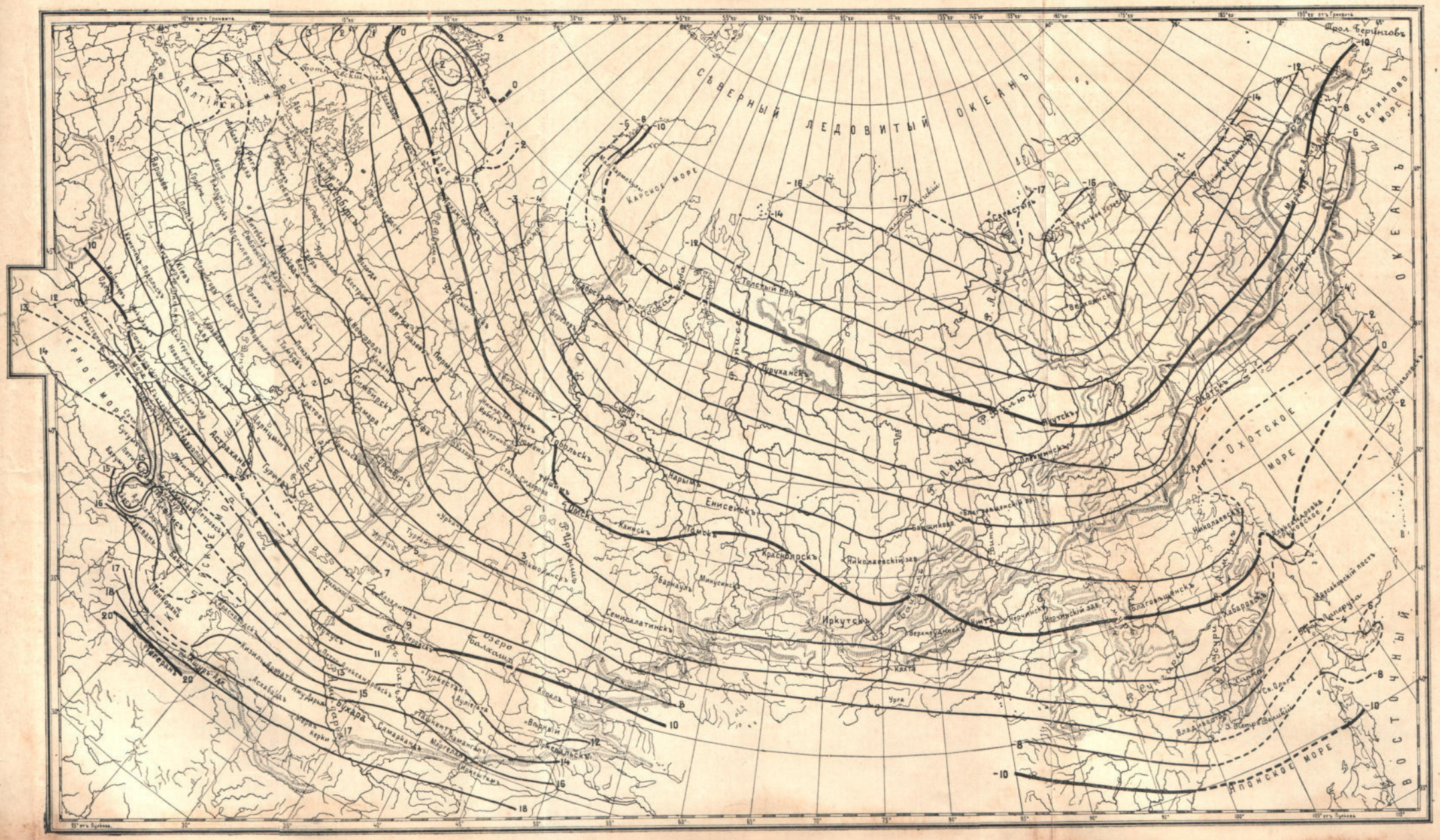
Такъ какъ главная часть территоріи, занимаемой Россіею, лежитъ все-таки въ среднихъ широтахъ, то въ общемъ, говоря объ ее климатѣ, пришлось бы, конечно, повторить въ значительной мѣрѣ то, что было уже сказано о климатѣ этихъ широтъ или о климатѣ морскомъ и континентальномъ. При обзорѣ климатовъ морского и континентальнаго въ табличкахъ уже и приведены нѣкоторыя данныя, характеризующія климатъ Россіи.

Среднія годовыя температуры на территоріи Россіи колеблются отъ —17° (—на крайнемъ С.-В. Сибири) до +17° (въ Закаспійской области)[1]), какъ это можно видѣть на приложенной картѣ (черт. 184) по ходу годовыхъ изотермъ. За лѣтніе мѣсяцы, какъ и слѣдуетъ ожидать въ материковомъ климатѣ, разницы между температурами меньше (см. карту іюльскихъ изотермъ черт. 185): отъ 30° (въ Закаспійской области) до 2° (изотерма идетъ по всему сѣверу Россіи). Зимою крайности температуры больше, какъ это видно и на картѣ (черт. 186) январьскихъ изотермъ: температура выше 2° въ Закаспійской области, а около Верхоянска она падаетъ до—50°. По годовымъ амплитудамъ температуры (см. приложенную карту на черт. 187) Сибирь превосходитъ всѣ другія мѣстности земного шара. Разность между самымъ холоднымъ и самымъ теплымъ мѣсяцемъ чуть не для половины Сибири превышаетъ 50°, а въ долинахъ Лены и сосѣднихъ рѣкъ она доходитъ до 60°—65°. По направленію къ западу и югу отсюда амплитуды эти уменьшаются и на берегахъ Балтійскаго и Чернаго морей, равно какъ и на Мурманѣ онѣ не превосходятъ 18°—19°.

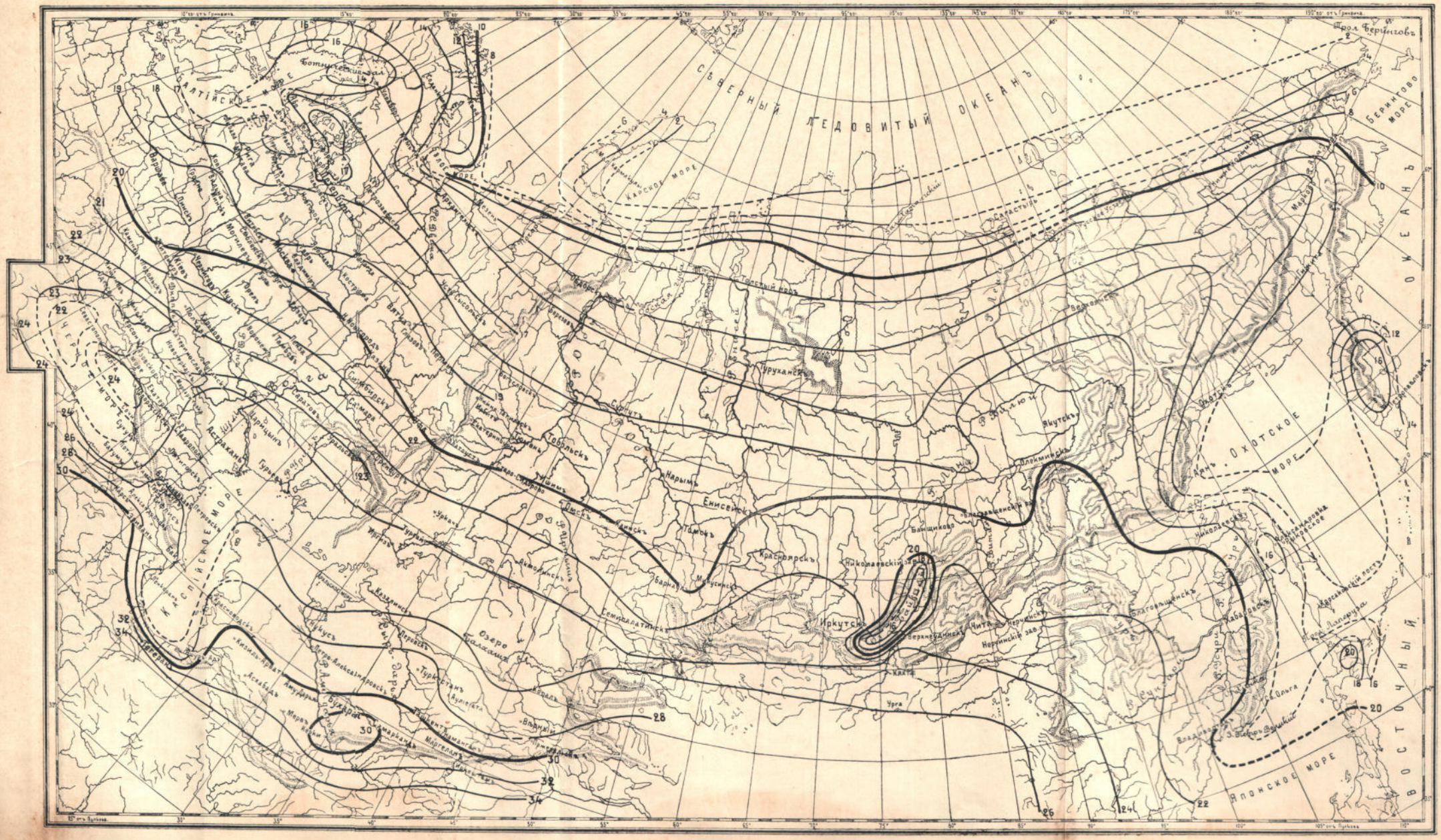
Количество осадковъ, выпадающихъ въ Европ. Россіи за годъ, колеблется между 150—650 мм., за исключеніемъ юго-западныхъ предгорій Кавказа, гдѣ оно мѣстами доходитъ до 2000 мм. Наименьшее количество выпадаетъ въ Ара-

---

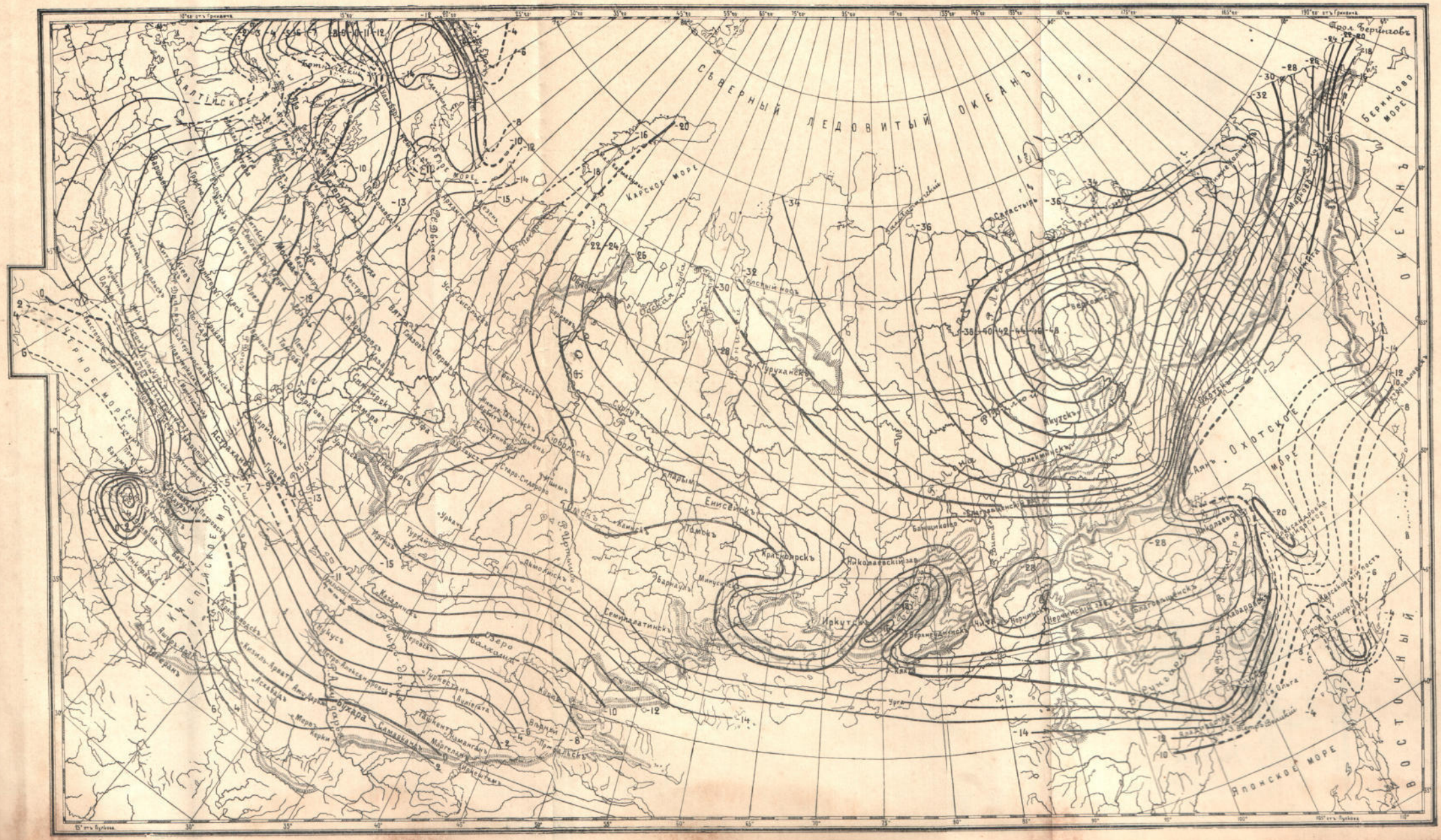
[1]) Не приводя совершенно здѣсь таблицъ (небольшія данныя приведены выше—см. климатъ среднихъ широтъ), я имѣю возможность, благодаря любезности Ю. М. Шокальскаго, Е. А. Гейнца, В. А. Власова и И. К. Надѣина, привести климатическія карты для важнѣйшихъ элементовъ изъ Зап. О. Геогр., т. XLVII.



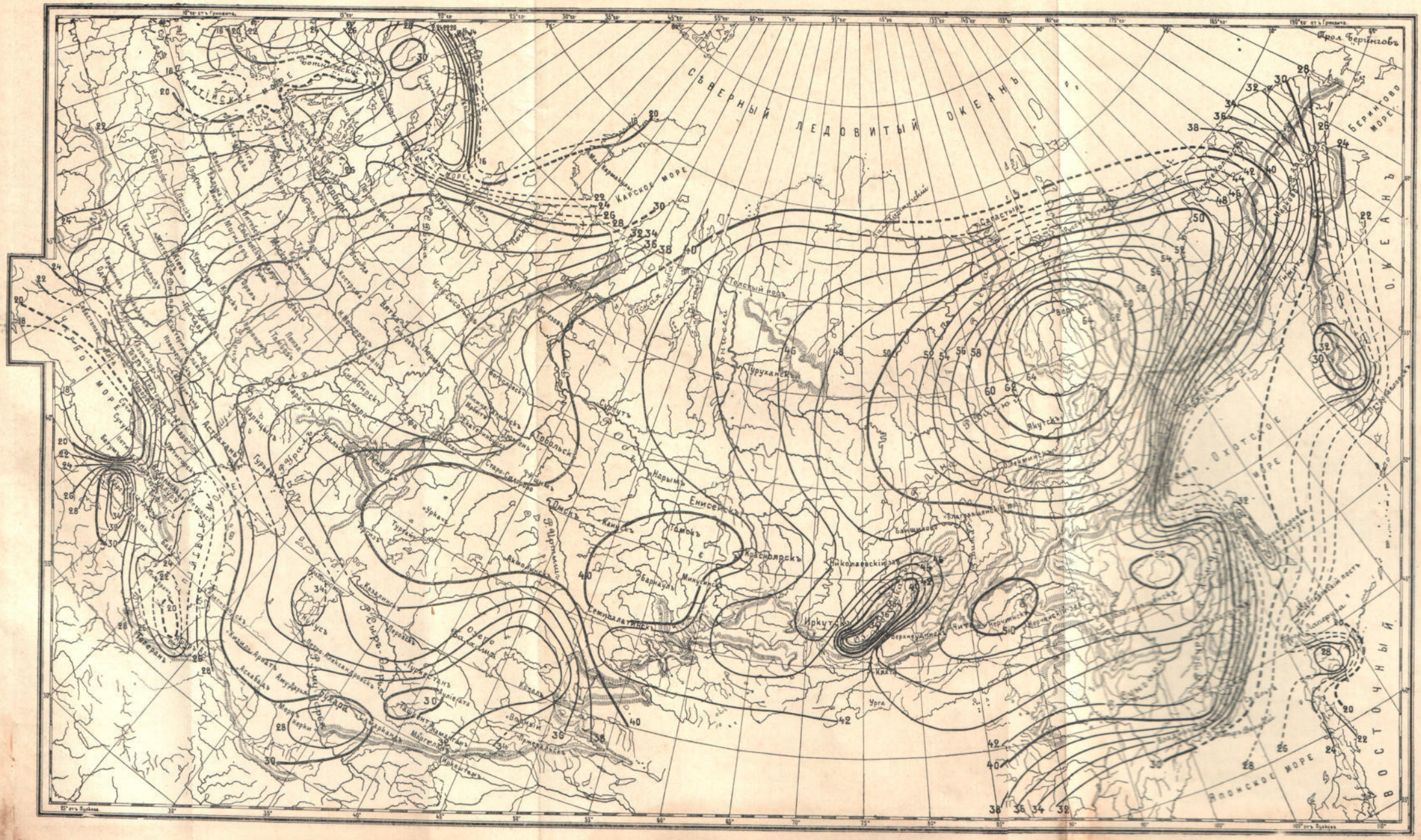
Черт. 184. Среднія температуры года для Россіи.



Черт. 185. Среднія температуры іюля для Россіи.



Черт. 186. Среднія температуры января для Россіи.



Черт. 187. Амплитуды температуры воздуха для Россіи (по среднимъ іюля—января).

ло-Каспійскихъ степяхъ (къ югу отъ Аральскаго моря — менѣе 100 мм. въ годъ), гдѣ, кромѣ того, и лѣто очень жарко, и воздухъ очень сухъ. Менѣе 300 мм. выпадаетъ еще на южномъ Поволжьи, въ степяхъ къ югу отъ Дона и въ сѣверной части Крыма. Бѣденъ осадками и весь сѣверъ Европ. Россіи и Сибири: внутри Мурманскаго полуострова и на береговыхъ равнинахъ всего сѣвера Сибири количество осадковъ менѣе 200 мм. за годъ. На всемъ остальномъ пространствѣ Европ. Россіи количество осадковъ—не менѣе 300—650 мм. Сибирь вообще бѣднѣе осадками: наибольшія количества ихъ за годъ здѣсь наблюдаются на берегахъ Тихаго океана (западный берегъ Охотскаго моря и югъ Камчатки—800—1000 мм.); для большей же части Сибири годовое количество осадковъ не превосходитъ 300 мм.

Что касается времени, когда выпадаетъ всего болѣе осадковъ, то максимумъ этотъ почти во всей Европ. Россіи приходится на лѣто: на сѣверѣ (за 60° с. ш.) въ августѣ, въ средней Россіи (до 50° — 53° с. ш.) — въ іюлѣ, южнѣе—въ іюнѣ. Для Сибири максимумъ осадковъ падаетъ тоже на лѣто: въ западной Сибири—на мѣсяцы Іюнь (южнѣе) или Іюль (сѣвернѣе); для восточной—на Іюль-Августъ. Исключеніемъ изъ этого являются Закавказье (максимумъ—въ Маѣ), Закаспійскій край (максимумъ—Мартъ-Май) и узкая полоса по восточному берегу Чернаго моря (съ максимумомъ въ Декабрѣ-Январѣ). Наименьшее количество осадковъ для большей части Россіи падаетъ на зиму или раннюю весну (Январь-Апрѣль). Для Европ. Россіи годовое количество осадковъ представлено на приложенной картѣ (черт. 188).

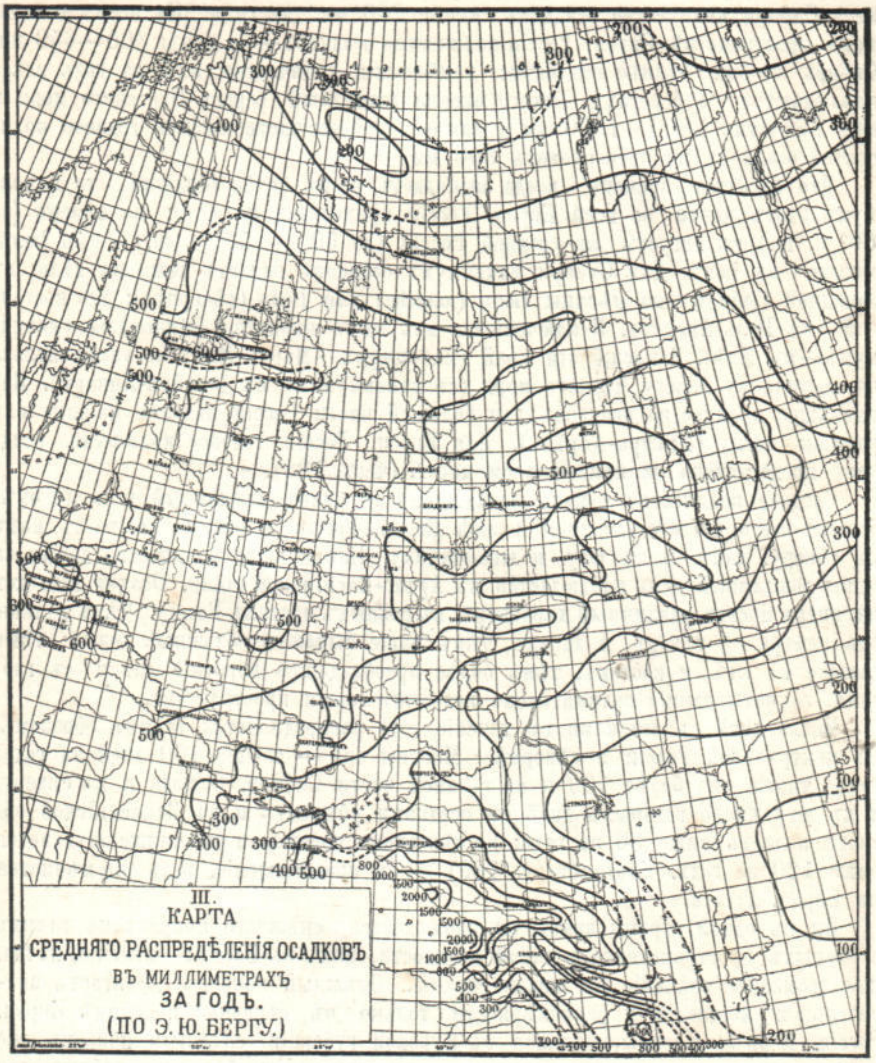
Среднее количество дождя, выпадающее за одинъ дождливый день лѣтомъ, больше всего въ юго-западной полосѣ Европ. Россіи и отсюда убываетъ какъ къ сѣверу, такъ и къ югу, и юго-востоку. Наименьшее количество дождя за одинъ дождливый день наблюдается въ Арало-Каспійской степи. Осадки теплыхъ мѣсяцевъ носятъ различный характеръ въ разныхъ частяхъ Россіи. Чѣмъ дальше отъ центра на сѣверъ и западъ, тѣмъ чаще бываютъ обложные дожди; чѣмъ дальше на югъ и востокъ, тѣмъ болѣе преобладаютъ короткіе ливни съ грозами, захватывающіе сравнительно незначительныя пространства.

Число дней съ осадками въ теченіе года распредѣляется такимъ образомъ. Въ центральной Россіи и сѣвернѣе Москвы оно — свыше 160 дней за годъ; точно также оно болѣе 160 и въ средней части Сибири. Отсюда и къ сѣверу, и къ югу число годовыхъ дней съ осадками убываетъ и въ Закаспійской области падаетъ ниже 30 за годъ; на сѣверномъ побережьи оно также опускается ниже 120 за годъ. Карта (черт. 189) даетъ представленіе, какъ оно мѣняется въ Европ. Россіи.

Ни въ одной странѣ зимою не наблюдается снѣжнаго покрова на такихъ огромныхъ пространствахъ и такой мощности, какъ въ Россіи:—явленіе, имѣющее громадное значеніе въ жизни страны. Снѣжный покровъ достигаетъ значительной мощности и равномѣрности только въ сѣверной половинѣ Европ. Россіи. Южнѣе Москвы, начиная съ Курской губерніи, снѣжный покровъ уже менѣе правиленъ и равномѣренъ даже среди зимы. Еще болѣе это наблюдается къ юго-востоку, гдѣ бываютъ морозы при безснѣжьи, и на западной окраинѣ. Прилагаемыя карты (черт. 190 и 191) даютъ количество осадковъ за годъ выпадающее въ видѣ снѣга, и число дней въ году со снѣговымъ покровомъ (продолжительность этого покрова).

Абсолютная влажность въ среднемъ годовомъ колеблется отъ 11.0 мм. (въ южной части восточнаго побережья Чернаго моря и на южномъ берегу Кас-

пійскаго моря) до 2.5 мм. (на сѣверо-востокѣ Сибири). Зимою она падаетъ въ среднемъ мѣсячномъ до 0.1 мм. на обширныхъ равнинахъ сѣвера Сибири, лѣтомъ возрастаетъ до 18 мм. въ среднемъ за мѣсяцъ на южныхъ берегахъ Чернаго и Каспійскаго морей, до 5 мм. на крайнемъ Сѣверѣ Сибири.

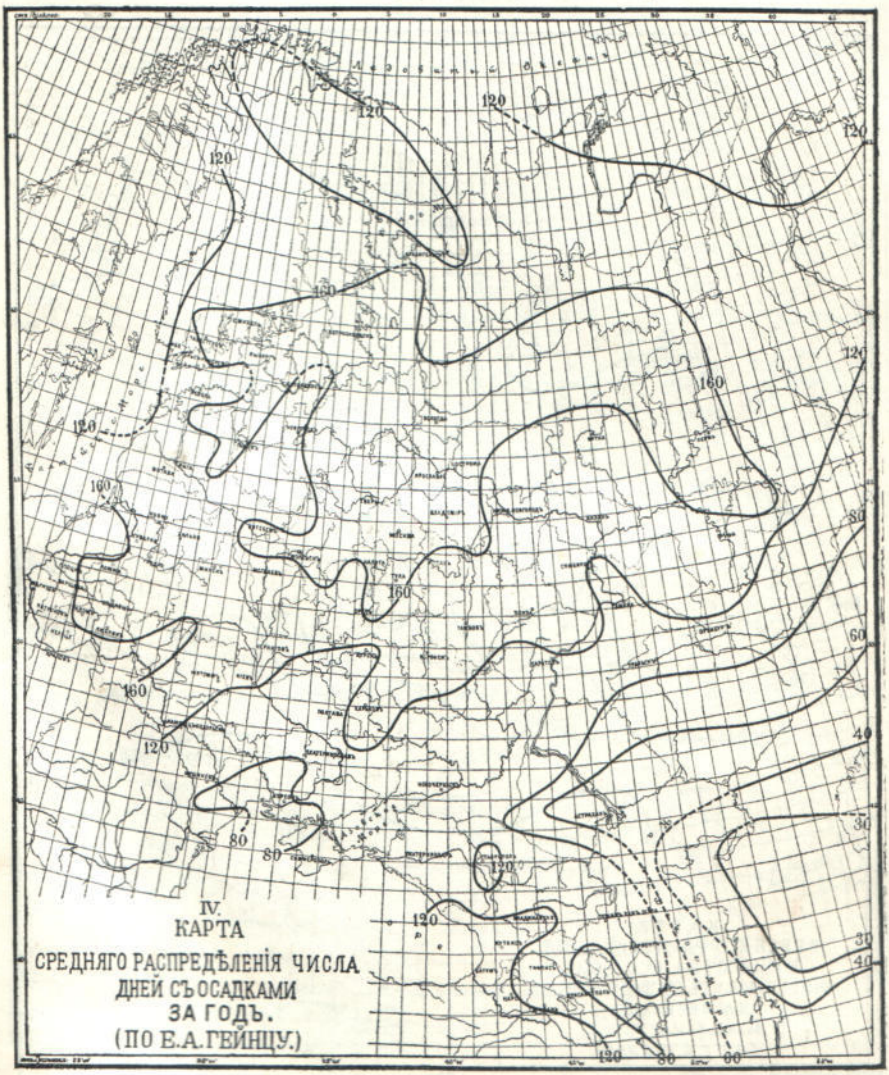


Черт. 188. Средняя высота осадковъ въ мм. за годъ.

Относительная влажность сравнительно велика вообще въ среднемъ за годъ (70—80%), опускаясь до 50% въ Закаспійской области, увеличиваясь выше 85% на берегу Ледовитаго океана. Наименьшая ея величина наблюдается вообще въ іюлѣ (до 25% въ среднемъ за мѣсяцъ въ Закаспійской области), ниже

70% для южной половины Россіи и выше 70% для сѣверной; а на берегу Ледовитаго океана она лѣтомъ подымается выше 90%.

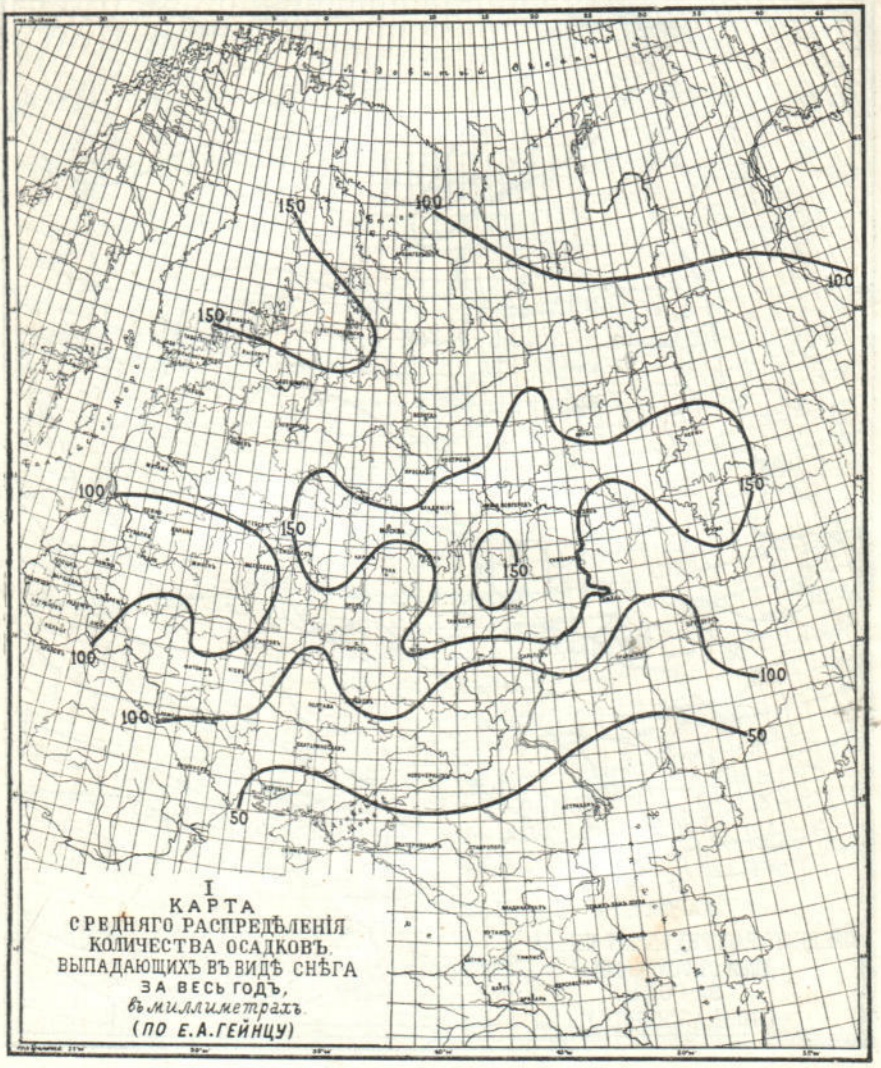
Относительно направленія вѣтровъ Европ. Россію можно раздѣлить на двѣ области. Первая, — съ преобладающими влажными и теплыми SW вѣтрами,—



Черт. 189. Среднее число дней съ осадками за годъ.

обнимаетъ сѣверную и большую часть средней Россіи; вѣтры эти здѣсь — результатъ низкаго давленія на сѣверѣ Европы. Вторая область,—югъ Россіи,— съ преобладающими восточными сухими холодными вѣтрами съ ноября по мартъ; лѣтомъ здѣсь преобладаютъ западные и сѣверо западные вѣтры.

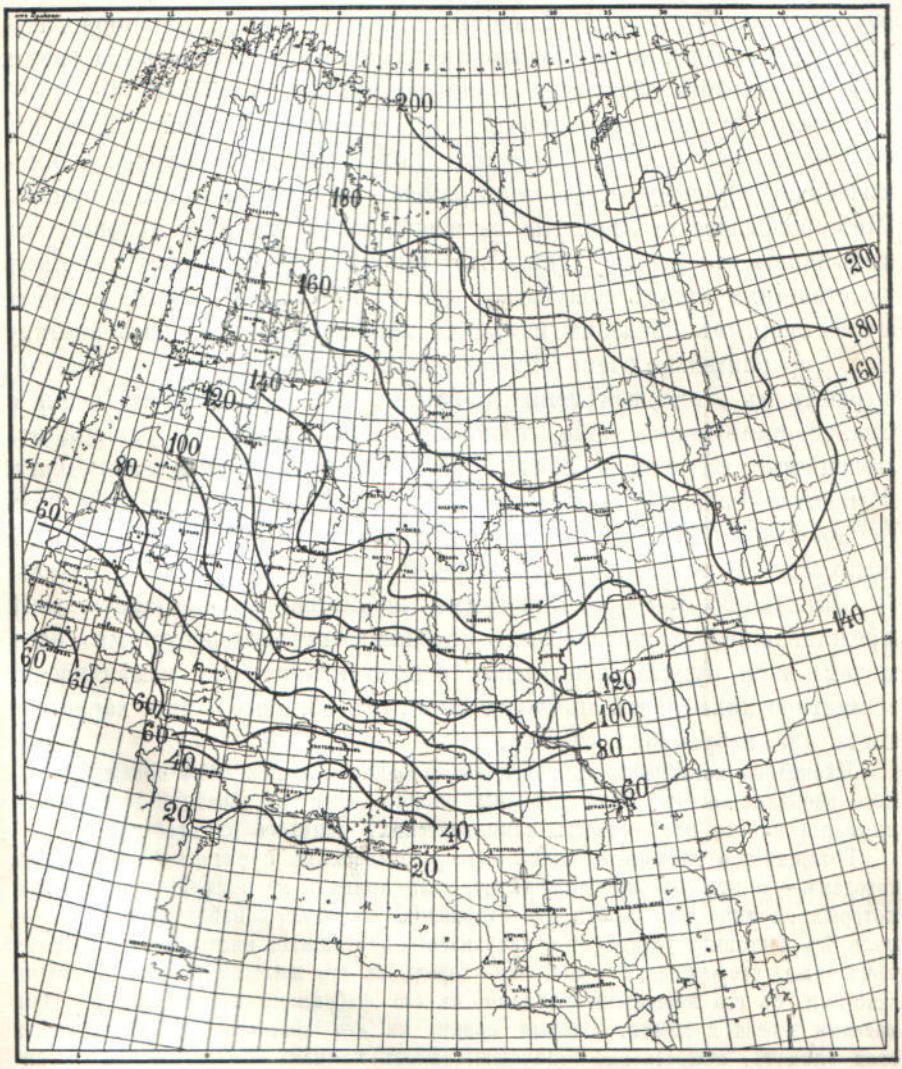
Облачность въ большей части Европ. Россіи около $^2/_3$ въ среднемъ годовомъ, наибольшая зимою. Къ югу облачность меньше; разность между сѣверной и южной половиной страны особенно велика въ лѣтніе мѣсяцы (іюль—октябрь). Къ юго-востоку облачность еще болѣе уменьшается и въ Туркестанѣ она уже въ среднемъ годовомъ не превосходитъ 0.3.



Черт. 190. Среднее количество осадковъ въ видѣ снѣга за годъ въ мм.

107. **Малыя отклоненія климата въ зависимости отъ мѣстныхъ причинъ.** Непосредственныя метеорологическія наблюденія, производимыя въ данномъ пунктѣ, метеорологическія данныя, заимство-

ванныя изъ соотвѣтственныхъ изданій, или наконецъ метеорологическіе атласы даютъ возможность составить себѣ общее понятіе о главныхъ климатическихъ чертахъ данной мѣстности. При этомъ



Черт. 191. Среднее число дней съ снѣговымъ покровомъ для Европейской Россіи по В. А. Власову.

тотчасъ же возникаетъ однако вопросъ, что же именно даютъ такія наблюденія или цифры, для характеристики какого же именно района можно ими пользоваться,—вопросъ, имѣющій достаточно

глубокое значеніе и въ научномъ, и въ практическомъ отношеніи. При развитіи въ настоящее время запросовъ опытнаго дѣла въ области сельскохозяйственной и лѣсной къ метеорологіи, при стремленіи связать работы на культурахъ съ климатическими данными нельзя пренебрегать обсужденіемъ этого вопроса и метеорологическія данныя можно и должно утилизировать только тогда, когда они могутъ дать отвѣтъ на поставленный запросъ.

Было бы ошибочно думать, что метеорологическія наблюденія *въ одномъ какомъ-либо пунктѣ* даютъ точную до деталей климатическую *картину извѣстнаго района*, окружающаго этотъ пунктъ. Метеорологическіе элементы въ зависимости отъ ряда условій такъ измѣнчивы въ пространствѣ, что иногда уже на незначительныхъ разстояніяхъ могутъ получаться для нихъ такія разности, которыя существеннымъ образомъ измѣнятъ климатическую характеристику двухъ сравнительно очень близкихъ пунктовъ. Главную роль, конечно, играютъ въ этихъ измѣненіяхъ: дѣятельный слой, принимающій и трансформирующій далѣе лучистую энергію или ее теряющій излученіемъ, и условія обмѣна воздуха около пункта наблюденія. Извѣстное значеніе сыграетъ и высота пункта наблюденія надъ земною поверхностью и надъ дѣятельнымъ слоемъ,—какъ бы ни мало эта высота разнилась на первый взглядъ для обоихъ пунктовъ.

Желая по метеорологическимъ наблюденіямъ составить себѣ представленіе о климатическихъ особенностяхъ интересующаго насъ почему-либо пункта, необходимо ясно учитывать эту измѣнчивость климатическихъ чертъ въ зависимости отъ обстоятельствъ, характерныхъ для избраннаго участка.

Нѣсколько примѣровъ въ поясненіе сказаннаго лучше всего покажутъ, какого порядка могутъ быть сдѣланы ошибки, если не обратить достаточнаго вниманія на эту измѣнчивость климатическихъ данныхъ въ пространствѣ.

Большинство наблюдательныхъ метеорологическихъ пунктовъ пріурочено къ городамъ,—и это совершенно понятно, если принять во вниманіе тѣ удобства, которыя на лицо въ городѣ по отношенію къ выбору наблюдающаго персонала, къ доставкѣ, установкѣ и исправленію портящихся инструментовъ. Между тѣмъ уже теоретически ясно, что городъ съ его жилыми и отапливаемыми зданіями, съ его мощеными улицами, съ его фабриками и заводами, съ тѣми массами дерева и камня, которыя пошли на его постройки, долженъ имѣть свой климатъ, существенно отличающійся отъ климата окрестностей. Дѣйствительно,—наблюденія въ такихъ городахъ, гдѣ функціонируютъ станціи чисто городскія параллельно съ станціями на окраинахъ или на недалекомъ разстояніи отъ города въ его окрестностяхъ, убѣдительно подтверждаютъ, что городъ,—по крайней мѣрѣ большой,—обладаетъ специфическою атмосферою. Такъ въ Петербургѣ, гдѣ за послѣднее время ведутся надежныя наблюденія въ 3 пунктахъ, оказалось, что для Главной Физической Обсерваторіи, находящейся недалеко отъ центра города (ближе къ западной его окраинѣ) и среди застроен-

ной мѣстности, атмосфера обладаетъ меньшей прозрачностью, чѣмъ въ окрестностяхъ. Радіація, одновременно измѣряемая здѣсь и въ Павловскѣ (въ 25 в. къ Ю. отъ города), оказалась въ среднемъ на 17% меньше здѣсь, чѣмъ въ Павловскѣ; колебанія зависятъ отъ вѣтра: при N—вѣтрахъ разница доходитъ до 28%, при W—вѣтрахъ она падаетъ до 10% измѣряемой величины; осенью она—наибольшая, лѣтомъ—наименьшая. Цифры эти понятны, если принять во вниманіе ту массу дыма и копоти, которую выбрасываютъ въ воздухъ трубы огромнаго города и которая способствуетъ конденсаціи паровъ въ осенніе и зимніе мѣсяцы.

Очень рельефно сказалось вліяніе города на *среднихъ* температурахъ воздуха. За десятилѣтіе 1888—1897 гг. среднія температуры оказались:

	Годъ.	Январь.	Іюль.	Сентябрь.
Главная Физическая Обсерваторія. . .	3°.99	—8°.79	17°.56	10°.18
Лѣсной Инст. (С. В. окраина города) .	3.48	—9.34	17.08	9.38
Павловскъ [1])	3.37	—9.52	16.90	9.23

Внутри города, слѣдовательно, средняя годовая выше, зима и лѣто теплѣе, чѣмъ за городомъ,—и это—при наличности большой рѣки (Невы), прорѣзывающей весь городъ и развѣтвляющейся здѣсь на множество рукавовъ и каналовъ, и Финскаго залива, непосредственно примыкающаго къ городу съ Запада. А эти водныя массы, казалось бы, должны были смягчить температуры лѣта въ городѣ по сравненію съ удаленными отъ нихъ окраинами. Зимою при наличности ледяного покрова ихъ вліяніе, само собою разумѣется, мало, если не вполнѣ отсутствуетъ.

Несравненно еще сильнѣе вліяніе города выражается, конечно, на абсолютныхъ максимумахъ и минимумахъ температуры. Такъ наблюдались напр. въ 1892 г. и 1906 г. слѣдующія цифры:

	минимальныя темп. 25/XII 1892;	12/III 1906;	максимальныя темп. 15/VI 1906.
Главн. Физ. Обсерваторія . . .	—33°.7	—20°.9	25°.2
Лѣсной Институтъ	—41.4	—23.1	23.0
Павловскъ	—39.5	—24.9	26.4
Фарфор. зав. (на Ю. В. окраинѣ города)	—	—25.3	25.2

Для сравненія можно привести цифры для Москвы за періодъ 1893—1897 гг.

	Среднія за годъ.	Февраль.	Май.
Межевой Инст. (близъ центра города) .	4.1	—11.0	13.3
Сельско-хозяйств. Инст. (окраина) . .	3.7	—12.3	12.8

	Минимальныя. 1/I 1906.	Максимальныя. 1/VII 1906.
Межевой Институтъ	—22.6	30.9
Сельско-Хоз. Институтъ	—26.1	28.9

[1]) 25 верстъ южнѣе Петербурга.

Точно такимъ же образомъ сказалось вліяніе города,—какъ и въ Петербургѣ,—и для Берлина напр., гдѣ функціонируетъ 6 станцій.

Само собою разумѣется, что вслѣдъ за температурою вліяніе города скажется и на другихъ метеорологическихъ элементахъ, но нѣсколько менѣе рельефно.

Но не одни только такіе факторы, какъ наличность большого города,—могутъ создать своеобразныя климатическія условія; несравненно меньшія на первый взглядъ обстоятельства кладутъ уже типическій отпечатокъ на эти условія. Такъ въ Великоанадольскомъ лѣсничествѣ (Екатериносл. губ.) термометры на разстояніи 6 верстъ,—одинъ на лѣсной полянкѣ, другой въ степи,—показали наинизшія температуры 17--IX—1893: первый—8°.2, второй—3°.1. Въ окрестностяхъ Сочи (восточный берегъ Чернаго моря) въ 9¼ ч. у. 29—XI—1893 температура воздуха въ тѣни была у моря 7°.5, а въ 100 саж. отсюда,—на днѣ небольшой расщелины,—лежалъ иней и наблюдался морозъ (0°). Въ долинахъ Кавказа, на берегу Чернаго моря, разности въ температурѣ склоновъ и долинъ на разстояніи нѣсколькихъ десятковъ саженъ нерѣдко превосходятъ 10°.

Въ Боровомъ опытномъ лѣсничествѣ (Самарской губ.) средняя температура поверхности почвы въ августѣ на полянѣ оказалась на 9° выше, а въ февралѣ на 0°.5 ниже, чѣмъ въ сосѣднемъ лѣсу; абсолютный минимумъ температуры для поверхности почвы здѣсь же:—46°,3 и—39°.0, абсолютный максимумъ: 68°.7 и 43°.3. Здѣсь же въ одномъ и томъ же лѣсу одновременныя наблюденія дали для температуры поверхности почвы цифры:

	лѣсъ.	кулиса.	лѣсосѣка.
средняя за іюнь 1903. . .	20°.7	23°.8	27°.5
наивысшая	40.2	50.0	—

Здѣсь же—на одной и той же лѣсосѣкѣ въ 10 сажень ширины за іюль 1905 г. для поверхности почвы:

	сѣверная сторона.	средина.	южная сторона.
средняя темп. . . .	28°.1	27°.6	23°.4
средній минимумъ. . .	12.7	11.6	10.5
средняя въ 1 ч. дня. .	39.4	38.7	27.4

Значительное вліяніе на климатическія данныя можетъ оказать высота пункта надъ поверхностью почвы, какъ бы ни казалась она близка для сравниваемыхъ пунктовъ. Такъ напр., для Обсерваторіи Лѣсного Института оказались на башнѣ (выс. около 27 метр. надъ почвою) и внизу при одновременныхъ наблюденіяхъ 10—VII—1911 г. въ 9½ ч. веч.:

	Темпер.	Абс. влажн.	Отн. влажн.
на башнѣ	15°.4	6.6	50
на высотѣ 2 мм. . . .	12.2	8.0	75
около пов. почвы . . .	10.7	8.5	90

Слѣдовательно,—обыватель, живущій на высотѣ 4—5 этажа, строго говоря, здѣсь уже находился бы въ климатическихъ условіяхъ, не сравнимыхъ съ обитателями нижнихъ этажей. И дѣйствительно,—по вечерамъ въ лѣтнее время

вблизи поверхности почвы въ покрытой растительностью мѣстности воздухъ уже насыщенъ водяными парами вплоть до поземнаго тумана.

Наконецъ уже разница въ самомъ покровѣ, одѣвающемъ поверхность почвы, можетъ существенно отозваться на температурныхъ условіяхъ мѣста. Такъ на Метеорол. Обсерваторіи Лѣсного Института при наблюденіи температуры въ нижнихъ слояхъ воздуха на разстояніи не болѣе 10 сажень въ 1904 г. получились цифры:

Іюнь 1904 г.		7 ч. у.	1 ч. д.	9 ч. в.	Средн. миним.	Абсол. миним.
надъ манжетками. . . .		12°.4	17°.6	8°.4	3°.9	—1°.8
надъ снытью обыкн. . .		12.5	14.8	8.1	4.5	—1.2
на пов-сти почвы рядомъ	обнаж. .	15.6	25.7	11.5	7.1	2.1
	покр. .	11.3	19.0	11.6	7.3	4.2

Подобнымъ же образомъ въ паркѣ Лѣсного Института, занимающемъ пространство около 50 десятинъ, въ 1905 году наблюдались слѣдующія минимальныя температуры при различныхъ условіяхъ растительнаго покрова и въ различныхъ условіяхъ насажденій. 6 Сент. 1905 г. за сутки минимальныя температуры отмѣчены:

небольшая поляна (мет. будка)	2°.8
вблизи ея надъ манжетками	—2.0
» » » снытью	0.0
въ ботаническомъ саду	1.9
» дендролог. саду повыше	3.0
» » » въ низинѣ	2.8
» ивовыхъ насажденіяхъ	1.3
» новомъ питомникѣ	—0.8
» надъ калиною здѣсь же.	—4.8

Самое большое разстояніе между этими пунктами не превышаетъ 200 саж.

Точно такимъ же образомъ въ совершенно своеобразныхъ климатическихъ условіяхъ оказываются и сельскохозяйственныя или лѣсныя культуры, какъ только онѣ образовали сплошной покровъ. Въ своемъ мѣстѣ (см. стр. 129, 160), да и здѣсь уже выше указывалось, насколько можетъ измѣниться подъ вліяніемъ травяного или древеснаго покрова распредѣленіе температуры и влажности въ нижнихъ слояхъ воздуха. Въ дополненіе къ этому здѣсь только остается подчеркнуть еще, что различные роды растительнаго покрова—каждый по своему, индивидуально будутъ измѣнять это распредѣленіе температуры и влажностей по вертикали. Какъ примѣръ — можно привести еще наблюденія надъ влажностью воздуха на Плотянской опытной сельско-хозяйственной станціи (Подольской губ., Балтскаго у.). Одновременныя наблюденія здѣсь дали слѣдующія цифры въ среднемъ суточномъ для абсолютной и относительной влажности въ августѣ 1898 г.

Высота см.	150	100	50	150	100	50
		10—VIII				
Клеверъ: абс. вл. . . .	11,2	10,1	10,0	—	—	—
» отн. вл. . . .	54	49	49	—	—	—
					6—VIII	
Кукуруза: абс. вл. . .	12,6	11,2	11,2	12,0	11,7	12,0
» отн. вл. . .	62	57	54	44	42	41

Высота см.	150	100	50	150	100	50
		27—VII				
Свекла: абс. вл.	14,4	14,3	15,7	17,3	17,5	15,0
» отн. вл.	54	54	60	54	54	50
Черный паръ: абс. вл. .	14,4	13,6	14,6	—	—	—
» » отн. вл. .	49	47	48	—	—	—

До сихъ поръ была рѣчь о такихъ сравнительно еще мало въ пространствѣ измѣняющихся факторахъ, какъ температура и влажность. Для факторовъ, болѣе измѣнчивыхъ,—какъ осадки, и разности могутъ быть на небольшихъ уже разстояніяхъ относительно много больше. Какъ примѣръ — можно привести нѣсколько цифръ изъ параллельныхъ наблюденій въ такихъ близкихъ пунктахъ, какъ станціи Петербурга за іюль 1906 г.

	Сумма за мѣс.	Наиб. за сутки. 8/VII 1906.
Главн. Физ. Обсерв.	105,1 мм.	27,9 мм.
Лѣсной Институтъ	145,4 »	47,9 »
Павловскъ	87,8 »	12,4 »
Фарфоров. заводъ.	91,8 »	29,4 »

Точно также для Москвы оказались за іюнь того же 1906 г.

	Сумма за мѣс.	Наиб. за сутки. 25/VI.
Межев. Инст.	44,0 мм.	7,2 мм.
Сельско-хоз. Инст.	70,5 »	25,6 »

Въ имѣніи «Бѣлый Колодезь» (Харьковской губ.) два дождемѣра на разстояніи нѣсколькихъ верстъ за іюль 1895 г. дали суммы осадковъ: одинъ—121,1 мм., другой—18,2. На Казанскомъ опытномъ полѣ три дождемѣра, удаленные другъ отъ друга на 600 м., 14 іюня 1906 г. дали за сутки количества осадковъ: 26,1, 21,7 и 12,2

Приведенныхъ примѣровъ достаточно, чтобы видѣть, какъ существенно могутъ мѣняться въ зависимости отъ совокупности окружающихъ условій климатическіе факторы. Эти примѣры совершенно опредѣленно говорятъ, что въ зависимости отъ ряда условій температуры въ одномъ и томъ же по высотѣ слоѣ воздуха на небольшихъ разстояніяхъ могутъ разниться на цѣлые градусы, временами даже и больше, то въ одну, то въ другую сторону; что влажность относительная будетъ точно также испытывать колебанія до десятковъ процентовъ; что колебанія осадковъ могутъ выражаться въ близкихъ пунктахъ десятками, временами сотнею миллиметровъ.

Эту-то измѣнчивость метеорологическихъ элементовъ въ пространствѣ въ зависимости отъ окружающихъ обстоятельствъ, какъ уже сказано ранѣе, необходимо непремѣнно учитывать, когда желаютъ опереться на климатическія данныя. Слѣдуетъ твердо помнить, что развившіяся сельско-хозяйственныя культуры,—каждая въ

отдѣльности, — будутъ создавать условія, измѣняющія извѣстнымъ образомъ метеорологическіе факторы; и эти факторы для каждой изъ нихъ будутъ не тѣ, какіе могутъ наблюдаться вблизи на сосѣднемъ черномъ парѣ или на дворѣ, окружающемъ метеорологическую станцію. На лѣсной полянѣ, въ лѣсномъ питомникѣ, на лѣсосѣкѣ или въ защитной полосѣ посадокъ создадутся точно также для каждаго случая специфическія условія и для дѣятельнаго слоя, и для обмѣна воздуха, которыя сдѣлаютъ метеорологическія условія здѣсь для каждаго отдѣльнаго случая въ значительной мѣрѣ непохожими на таковыя же для сосѣдняго лѣсного массива или для сосѣднихъ полей.

Въ каждомъ данномъ пунктѣ метеорологическія наблюденія даютъ точную климатологическую характеристику только для этого именно пункта при наличности тѣхъ условій, при которыхъ они производятся. Всякое измѣненіе этихъ условій въ извѣстной мѣрѣ наложитъ отпечатокъ и на цифры, получаемыя при этихъ наблюденіяхъ. Примѣняя эти цифры къ болѣе или менѣе близкимъ пунктамъ, слѣдуетъ всегда помнить, что погрѣшность, которую при этомъ можно сдѣлать, можетъ достигнуть довольно значительной величины. Точно также, пользуясь климатическими атласами или изданіями, надо помнить, что эти источники могутъ дать только достаточно грубую картину, которая можетъ оказаться достаточно далекой отъ того, что въ дѣйствительности дали бы метеорологическія наблюденія въ томъ или другомъ пунктѣ.

108. **Измѣненія климата въ историческую эпоху.** Когда идетъ рѣчь о климатѣ, совершенно естественно является рядъ вопросовъ, возникающихъ изъ самого понятія въ немъ. Остаются-ли тѣ нормы, которыми климатъ характеризуется, совершенно неизмѣнными за какой угодно продолжительности періодъ времени, или же онѣ, — а вмѣстѣ съ ними и климатъ, — испытываютъ извѣстныя измѣненія? Если таковыя измѣненія существуютъ, то будутъ ли они правильными, или неправильными, односторонними, происходящими въ нѣкоторомъ опредѣленномъ направленіи, или періодичными? Если бы оказалось послѣднее, то каковъ періодъ? Наконецъ въ чемъ заключаются причины этихъ измѣненій? — Вотъ главнѣйшіе изъ этихъ вопросовъ.

Правильныя и планомѣрныя метеорологическія наблюденія начались такъ недавно, что на основаніи ихъ рѣшеніе этихъ вопросовъ затруднительно: въ немногихъ только пунктахъ наблюденія имѣютъ давность 100—150 лѣтъ. А между тѣмъ факты, научно установленные, — преимущественно геологіею, — опредѣленно гово-

рятъ, что измѣненія климата за тотъ періодъ жизни земного шара, который доступенъ изслѣдованію, несомнѣнно имѣли мѣсто. Только въ измѣненіяхъ климата и можетъ заключаться причина, которая въ ледниковый періодъ вызвала образованіе мощныхъ ледяныхъ покрововъ, одѣвшихъ почти половину материка Европы и теперь исчезнувшихъ. Въ то же время періодическія колебанія уровня такихъ огромныхъ водныхъ бассейновъ, какъ Аральское море, періодическія колебанія границъ современныхъ ледниковъ и тому подобные факты наводятъ на мысль, что періодическія колебанія основныхъ метеорологическихъ факторовъ и въ настоящее время,—хотя и не въ такомъ масштабѣ, какъ при переходѣ отъ ледниковой къ современной эпохѣ,—существуютъ.

Въ изученіи и всестороннемъ освѣщеніи фактовъ, которые могли бы дать опредѣленный отвѣтъ на намѣченные вопросы, приняли участіе выдающіеся изслѣдователи и въ области геологіи, и въ области физики и метеорологіи.

Первый, поставившій вопросъ о періодическихъ колебаніяхъ климата вполнѣ опредѣленно, на основаніи всей совокупности накопленныхъ наукою матеріаловъ, былъ Брикнеръ. Анализируя метеорологическія наблюденія такихъ пунктовъ, гдѣ эти наблюденія имѣются за длинный рядъ лѣтъ для температуры, давленія, осадковъ, колебанія уровня озеръ, движенія ледниковъ, времени ледостава рѣкъ, сбора винограда, онъ пришелъ къ заключенію, что всѣ эти элементы обнаруживаютъ достаточно правильныя колебанія. Въ продолженіе опредѣленнаго періода холодные годы—вмѣстѣ съ тѣмъ и влажные, и дождливые, теплые годы — сухіе и холодные. Рядъ холодныхъ и дождливыхъ годовъ смѣняется рядомъ теплыхъ и сухихъ, которые затѣмъ уступаютъ свое мѣсто опять холоднымъ и дождливымъ. Промежутокъ между холодными и влажными періодами,—точно также, какъ и между теплыми и сухими,—близокъ къ 35 годамъ; въ отдѣльныхъ случаяхъ этотъ промежутокъ сокращается до 20 или растягивается до 40 лѣтъ. Также какъ продолжительность, мѣняется и интензивность отдѣльныхъ періодовъ.

Изслѣдованіе хода давленія показало, что періоды для него на материкахъ иные, чѣмъ на океанахъ, что, слѣдовательно, между ними существуетъ извѣстная компенсація, которая ведетъ къ тому, что среднее давленіе для всей земной поверхности колеблется сравнительно очень незначительно. Ходъ давленія надъ сушею и океанами является отраженіемъ чередованія сухихъ и дождливыхъ періодовъ: болѣе высокое давленіе надъ моремъ сопровождается здѣсь сухимъ періодомъ, болѣе низкое надъ сушею—дождливымъ здѣсь, и обратно.

Изслѣдованіе обнаружило далѣе, что каждый дождливый періодъ сопровождается ослабленіемъ всѣхъ разностей давленія, сухой—ихъ увеличеніемъ, т. е. соотвѣтственно этимъ періодамъ то ослабляется, то усиливается дѣятельность центровъ дѣйствія атмосферы.

Слѣдующая табличка даетъ, по Брикнеру, чередованіе установленныхъ имъ періодовъ для всего земного шара:

періоды:	сухіе	дождливые	сухіе	дождливые
годы:	1831—40	1846—55	1861—65	1876—85.

Продолжая эту табличку по эпохамъ высокихъ и низкихъ водъ, относительно которыхъ имѣются болѣе старыя надежныя данныя, Брикнеръ находитъ, что періоды высокихъ и низкихъ водъ т. е. большихъ и малыхъ осадковъ наблюдались:

наивысшій уровень:	наинизшій уровень:
1720 г.	1740 г.
1760	1780
1800	1820
1835	1850
1865	1880.

Съ этими періодами удовлетворительно совпадаетъ перемѣщеніе границъ ледниковъ. Такъ, по Рихтеру, наступаніе ледниковъ наблюдалось въ годахъ: 1592, 1630, 1675, 1712, 1735, 1767, 1814, 1835, 1875.

Какого порядка колебаніями температуры выражаются эти различные періоды, можно видѣть изъ слѣдующей таблички. Отклоненія отъ нормъ въ среднемъ для всей земной поверхности, по Брикнеру, были [1]):

годы:	1736—40	46—50	66—70	91—95	1811—15	21—25
отклон.:	— 0°.43	+ 0.45	— 0.42	+ 0.46	— 0.46	+ 0.56
годы:	1836—40	51—55	66—70	81—85		
отклон.:	— 0°.39	+ 0.11	+ 0.11	— 0.08.		

Слѣдовательно,—въ вѣковомъ ходѣ температуры для всей земной поверхности амплитуда колебаній достигаетъ 1°.

Для осадковъ колебанія можно представить въ слѣдующей табличкѣ, выражая ихъ отклоненія въ процентахъ отъ нормальнаго:

годы:	1736—40	41—45	71—75	1801—05	06—10
отклон.:	+ 9%	— 6	+ 7	— 4	+ 3.
годы:	1831—35	46—50	61—65	76—80	91—95
отклон.:	— 8%	+ 3	— 5	+ 7	— 6.

Такимъ образомъ амплитуда колебаній достигаетъ въ вѣковомъ ходѣ почти 20%.

Причину всѣхъ этихъ колебаній метеорологическихъ элементовъ Брикнеръ видитъ въ колебаніяхъ лучистой энергіи, посылаемой на землю солнцемъ. Из-

---

[1]) Въ табличкѣ даны среднія отклоненія за пятилѣтія (люстры).

слѣдованія послѣдняго времени дѣйствительно открыли въ дѣятельности солнца существованіе подобнаго періода: повторяемость солнечныхъ пятенъ обнаруживаетъ,—кромѣ извѣстныхъ уже періодовъ въ 11 лѣтъ,—болѣе продолжительные періоды въ 33—35 лѣтъ и затѣмъ еще большій въ 70 лѣтъ.

Интересно, наконецъ, отмѣтить, что по позднѣйшимъ изслѣдованіямъ Брикнера колебанія климата, имъ установленныя, отражаются на урожаяхъ и цѣнахъ хлѣбовъ въ Европѣ; такъ онъ пришелъ къ выводу, что цѣны хлѣбовъ въ наиболѣе влажныя пятилѣтія на 13% были выше, чѣмъ въ наиболѣе сухія.

Относительно колебаній климата съ болѣе продолжительнымъ періодомъ, для которыхъ нѣтъ уже возможности основываться на непосредственныхъ метеорологическихъ наблюденіяхъ, приходится опираться на данныя исторіи или геологіи.

Историческія данныя, какъ это показали наиболѣе тщательныя изслѣдованія въ этомъ направленіи, совершенно опредѣленно говорятъ, что за историческую эпоху, если отбросить отрывочныя указанія на Брикнеровскій періодъ, нельзя затѣмъ найти никакихъ рѣшительно слѣдовъ, которые давали бы право заключать о замѣтныхъ измѣненіяхъ климата въ эту историческую эпоху, т. е. за послѣдніе 2000—3000 лѣтъ.

Иначе обстоитъ дѣло съ эпохою доисторическою. Здѣсь современныя геологическія данныя, не опредѣляя точно эпоху и причины явленія, ясно однако указываютъ на измѣненія климата, несомнѣнно имѣвшія мѣсто; и измѣненія эти могли быть вполнѣ явственно прослѣжены на материкахъ Европы и Сѣв. Америки.

Слѣды, оставленные ледниковымъ періодомъ, указываютъ, что задолго до начала исторической эпохи сѣверная половина двухъ наиболѣе изслѣдованныхъ материковъ была покрыта мощнымъ слоемъ ледяного покрова, — настоящимъ ледникомъ, сходнымъ съ тѣмъ, который теперь одѣваетъ Гренландію. Границы этого ледника мѣстами доходили въ Европѣ до 50° с. ш., а въ сѣверной Америкѣ даже до 40° с. ш. Въ болѣе поздній періодъ четвертичной эпохи, этотъ ледникъ началъ медленно отступать и къ началу исторической эпохи весь сѣверъ материка Европы былъ уже совершенно свободенъ отъ сплошного ледяного покрова. Отступаніе ледниковаго покрова сопровождалось періодомъ повышенной температуры, какъ это указываютъ остатки ископаемой флоры, относящіеся къ этому періоду.

По такимъ же остаткамъ отъ болѣе древней, предшествовавшей ледниковому періоду эпохи надо заключить, что ледниковому періоду предшествовалъ періодъ сравнительно очень высокихъ температуръ: ископаемые образцы флоры этого доледниковаго періода указываютъ на температуру Сѣверо-Американскаго материка и архипелага, со-

отвѣтствующую теперешнему климату сѣверной Италіи; тоже самое найдено и для сѣвера Европы. Эти данныя заставляютъ думать, что средняя годовая температура этой области, теперь характеризуемая температурами около 0^0 или ниже, въ то время была не ниже 10^0—15^0.

Въ настоящее время можно такимъ образомъ считать научно установленнымъ, что земной шаръ, прежде чѣмъ достигнуть своего современнаго состоянія, долженъ былъ пережить эпоху сравнительно высокихъ температуръ для сѣвернаго его полушарія; эта эпоха смѣнилась затѣмъ ледниковымъ періодомъ, за которымъ снова начался періодъ нѣсколько болѣе высокихъ, чѣмъ теперь, температуръ. Развитіе ледниковаго покрова въ первую половину четвертичнаго періода давало поводъ думать, что это—былъ періодъ исключительно низкихъ температуръ. Однако слѣды снѣговой линіи, соотвѣтствовавшей ледниковой эпохѣ, научно установленные для средней Европы, заставляютъ думать, что эта снѣговая линія лежала въ то время всего только на 1000—1300 м. ниже ея теперешней границы. Разсчеты на этомъ основаніи показываютъ, что достаточно было для того, чтобы снѣговая линія понизилась на 1000 м., пониженія среднихъ температуръ года по сравненію съ современными всего на $4^1/_2{}^0$—5^0. Если же допустить, что въ ледниковый періодъ и осадки были для сѣвернаго полушарія больше ихъ современныхъ нормъ, то пониженіе снѣговой линіи на указанную выше величину могло произойти и при еще меньшихъ измѣненіяхъ температуры.

Причины, которыя могли вызвать подобныя колебанія климата, лежатъ очевидно внѣ земного шара. Такъ какъ и здѣсь несомнѣнно наблюдается нѣкоторая періодичность въ смѣнѣ теплыхъ и холодныхъ періодовъ, то не постепеннымъ охлажденіемъ земного шара и не прогрессивнымъ уменьшеніемъ посылаемой солнцемъ лучистой энергіи могли быть вызваны эти колебанія климата. Причину ихъ нужно искать въ чисто космическихъ факторахъ движенія земли около солнца.

Астрономическими наблюденіями точно теперь установлено, что эксцентриситетъ земной орбиты не остается постояннымъ; онъ періодически то уменьшается, то увеличивается. Вмѣстѣ съ его измѣненіями періодически измѣняются и наибольшее, и наименьшее разстояніе земли отъ солнца. Подъ вліяніемъ этихъ измѣненій земной орбиты должно измѣняться количество энергіи, получаемое землею отъ солнца (—солнечная постоянная). Вычисленія показываютъ, что по сравненію съ тѣмъ количествомъ энергіи, что получается землею теперь, когда эксцентриситетъ малъ, въ періодъ его максимума земля получитъ на $0{,}3^0/_0$ энергіи больше.

Но не на одной только солнечной постоянной отзовется измѣненіе эксцентриситета земной орбиты; оно повлечетъ за собою также еще и измѣненіе продолжительности временъ года. Теперь теплое лѣтнее полугодіе сѣвернаго полушарія длиннѣе зимняго на 7,8 дня. При наибольшемъ же эксцентриситетѣ земной орбиты разность должна возрасти до 34,6 дня.

Точно также не остается постоянной на земной орбитѣ точка весенняго равноденствія, перемѣщающаяся вдоль эклиптики ежегодно на дугу около 50.″3. Она описывала бы при этомъ перемѣщеніи полный кругъ въ 25800 лѣтъ. Но въ тоже время мѣняетъ свое положеніе въ пространствѣ большая ось земной орбиты, двигаясь на встрѣчу точкѣ весенняго равноденствія. Поэтому послѣдняя вернется въ данное положеніе, описавъ полный кругъ, въ болѣе короткій срокъ,—именно въ періодъ 21000 лѣтъ. Если при этомъ движеніи точка весенняго равноденствія совпадетъ съ перигеліемъ или афеліемъ, оба полушарія земли будутъ имѣть оба полугодія равныя. Затѣмъ въ теченіе 5000 лѣтъ разница между лѣтнимъ и зимнимъ полугодіемъ для каждаго полушарія будетъ расти, пока не достигнетъ максимума. Въ слѣдующія 5000 лѣтъ она снова уменьшится до равенства. Далѣе явленіе повторяется въ прежнемъ порядкѣ. Такимъ образомъ одно полушаріе въ теченіе 10000 лѣтъ имѣетъ короткое лѣто и длинную зиму, другое—обратно; въ слѣдующія 10000 лѣтъ оба полушарія мѣняются ролями.

Наконецъ и наклонъ эклиптики къ экватору испытываетъ періодическія колебанія: по Лапласу онъ колеблется правильно между 22.°1 и 24.°8. Уменьшеніе угла наклона, уменьшая полуденныя зенитныя разстоянія солнца для земли, увеличиваетъ количество энергіи, получаемое экваторомъ, и уменьшаетъ его для полюсовъ; увеличеніе, обратно, выравниваетъ количества энергіи, получаемыя различными точками земли. Вычисленія Экхольма показали, что за 28300 лѣтъ до настоящаго времени, когда наклонъ былъ 22.°1, лѣтнее полугодіе сѣвернаго полюса должно было быть на 5,°1 въ среднемъ холоднѣе, чѣмъ теперь; за 9100 лѣтъ, когда наклонъ былъ 24.°8,—лѣтнее полугодіе сѣвернаго полюса было на 3.°2 теплѣе, чѣмъ теперь.

Въ этихъ то періодическихъ измѣненіяхъ космическаго характера и видятъ теперь причину измѣненій климата въ доисторическую эпоху.

Всѣ эти причины могли вліять не столько непосредственно, измѣняя температуру различныхъ точекъ земной поверхности, сколько косвенно. Онѣ должны были еще болѣе существеннымъ образомъ, чѣмъ температуру, измѣнять общую картину циркуляціи водныхъ и воздушныхъ массъ на земной поверхности и надъ нею. Эти измѣненія водныхъ и воздушныхъ теченій въ свою очередь должны были кореннымъ образомъ перераспредѣлить и измѣнить количество осадковъ въ различныхъ частяхъ земной поверхности. А подъ совокупнымъ дѣйствіемъ всѣхъ этихъ факторовъ уже могъ измѣниться общій обликъ климата различныхъ частей земной поверхности такъ, какъ это и рисуютъ добытыя изслѣдованіями данныя.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ.