

06
Т78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР



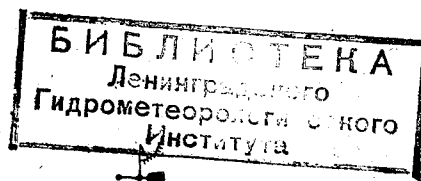
ТРУДЫ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 110

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
И. М. ИМЯНИТОВА
и канд. физ.-мат. наук
В. П. КОЛОКОЛОВА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1960

АННОТАЦИЯ

Результаты исследований электрического поля в свободной атмосфере и на морях во время МГГ позволили выяснить новые, неизвестные до сих пор закономерности, изложенные в работах, представленных в сборнике.

В ряде работ изложены результаты измерений элементов электричества атмосферы, проведенных на отдельных станциях. Наконец, рассмотрены новые приборы и методы наблюдений, пригодные для изучения электричества атмосферы в нестационарных условиях.

Сборник предназначен для метеорологов и геофизиков.

О РОЛИ ТОКОВ С ОСТРИЙ В ПОДДЕРЖАНИИ ОТРИЦАТЕЛЬНОГО ЗАРЯДА ЗЕМЛИ

Продолжительные измерения тока с острия, проведенные в Южно-Сахалинске в течение 1951—1953 гг., показали, что в этом районе, в отличие от известных случаев, благодаря току с острий к земле притекает положительный заряд. Годовой приток положительного заряда через острие оказался в 2,6 раза больше притока отрицательного заряда. Общий приток заряда составил за год 0,073 к.

Проведенный анализ метеорологических условий в Южно-Сахалинске позволяет предположить, что в ряде районов земного шара должен наблюдаться положительный приток зарядов к земле через острие.

Между землей и атмосферой непрерывно текут электрические токи, в том числе и токи с острий. Считают [1, 2], что основная роль в поддержании отрицательного заряда земли принадлежит токам с острий. Для Кембриджа, например, подсчитано, что ток проводимости приносит $+60$ к/км² год, ток осадков $+20$ к/км² год, разряды молний в землю -20 к/км² год, токи с острий -100 к/км² год; в итоге земная поверхность в Кембридже получает -40 к/км² год.

С целью пополнения фактических данных в 1951 г. была организована непрерывная регистрация токов с острия в Южно-Сахалинской НИГО. Принята стандартная методика для таких измерений [3]: золотое острие диаметром 0,5 мм, длиной 17 мм, впаянное в конец провода, укреплялось на столбе высотой 8,5 м, провод соединялся с землей через зеркальный гальванометр чувствительностью $1,5 \cdot 10^{-8}$. Запись осуществлялась световым лучом от зеркальца гальванометра непосредственно на фотобумаге, помещенной на барабан самописца. Определение чувствительности установки и маркировка направления производились ежедневно.

В результате обработки материалов регистрации за 1951—1953 гг. получены следующие данные (табл. 1).

Во всех таблицах количество электричества дано в милликулонах. Под притоком понимается количество положительного заряда, притекшего к земле, под оттоком — количество отрицательного заряда, притекшего к земле. Баланс составлен как алгебраическая сумма притока и оттока; электрическая активность есть сумма абсолютных значений зарядов, протекших через острие.

Характерно, что баланс не остается постоянным в течение года, а резко изменяется от высоких положительных значений в зимне-весенние месяцы до отрицательных в летне-осенний период, причем годовой баланс, что особенно важно, остается положительным. Сопоставляя результаты регистрации тока с острия, полученные в Южно-Сахалинске, с результатами, полученными в Великобритании (табл. 2), видно, что в Южно-Сахалинске приток в 2,6 раза больше оттока, в то время как в Кембридже отток больше притока в 2,0 раза, а в Кью — в 1,7 раза.

Таблица 1

Месяц	Напряженность электрического поля атмосферы	Приток положительного заряда к земле	Отток положительного заряда от земли	Баланс зарядов	Электрическая активность острия
Январь	279	17,9	—0,9	17,0	18,8
Февраль	248	26,9	—0,7	26,2	27,6
Март	239	19,7	—7,3	12,4	27,0
Апрель	155	17,0	—5,5	11,5	22,5
Май	76	6,6	—2,1	4,5	8,7
Июнь	84	2,3	—0,6	1,7	2,8
Июль	84	4,3	—3,4	0,9	7,7
Август	76	4,7	—5,7	—1,0	10,4
Сентябрь	74	5,8	—11,5	—5,7	17,3
Октябрь	76	3,6	—4,1	—0,5	7,7
Ноябрь	129	3,8	—1,2	2,6	4,9
Декабрь	200	6,6	—3,0	3,6	9,6
Год	143	119,2	—46,0	73,2	165,0

Таблица 2

Пункт наблюдения	Годы наблюдений	Приток положительного заряда к земле	Отток положительного заряда от земли	Баланс зарядов	Электрическая активность острия
Южно-Сахалинск . .	1951—1954	119	—46	73	165
Кью	1933—1934	19	—150	—60	240
Кембридж	1927—1928	130	—260	—130	390

На основании данных Кью, Кембриджа и некоторых других пунктов сложилось вполне определенное мнение о том, что в результате истечения зарядов с острий земная поверхность теряет положительный заряд. Однако по данным регистрации в Южно-Сахалинске получается прямо противоположный результат — приобретение положительного заряда земной поверхностью в результате истечения токов с острий.

Анализ метеорологических условий в периоды разрядов с острий показывает, что диаметрально противоположный результат обуславливается различием климатических характеристик рассматриваемых районов. Из подсчетов получено, что 95,4% случаев оттока и 81,7% случаев притока приходятся на периоды, когда имелись облака; 88,4% случаев оттока и 73,1% случаев притока сопровождалось такими атмосферными явлениями, как дождь, снег, гроза, метель, ветер и т. д.; 12,7% случаев притока и 0,71% оттока наблюдалось в периоды, когда не отмечалось ни облаков, ни атмосферных явлений.

Для оценки и сравнения влияния различных форм облачности и различных метеорологических явлений на разряд с острия рассматривалось относительное распределение этих форм и атмосферных явлений по числу случаев притока или оттока и по количеству заряда, переносимого при этом. Это распределение названо весом по числу случаев и по количеству притока или оттока.

Веса облачности (или метеорологических явлений) по числу случаев притока или оттока показывают, сколько процентов от общего числа случаев притока или оттока приходится на 1% числа случаев облаков данной формы (или данного метеорологического явления); веса облачности по количеству притока или оттока показывают, сколько процентов перенесенного количества заряда соответствующего знака приходится на 1% числа случаев данной формы облаков (или данного метеорологического явления).

Веса облачности приведены в табл. 3.

Таблица 3

Форма облаков	Вес 1% облачности			
	по числу случаев притока	по количеству притока	по числу случаев оттока	по количеству оттока
Перистые (Ci)	0,57	0,13	0,08	0,05
Перисто-слоистые (Cs)	0,58	0,10	0,03	—
Перисто-кучевые (Cc)	1,00	1,00	—	—
Высоко-слоистые (As)	1,32	1,49	0,73	0,85
Высоко-кучевые (Ac)	0,40	0,24	0,24	0,36
Кучевые (Cu)	0,29	0,19	0,50	0,21
Кучево-дождевые (Cb)	2,11	1,85	2,98	3,46
Слоисто-кучевые (Sc)	0,66	0,35	0,42	0,46
Слоистые (St)	0,23	0,11	0,17	0,14
Разорванно-дождевые (Frnb)	2,33	3,83	4,06	3,78
Разорванно-слоистые (Frst)	0,24	0,20	0,34	0,48

Веса метеорологических явлений приведены в табл. 4. Из приведенных данных видно, что отрицательный баланс токов с острий обуславливается кучевыми, кучево-дождевыми и разорванно-слоистыми формами облаков, выпадением обложных и ливневых дождей, грозами и зарницами, выпадением града, снежной и ледяной крупы, мокрого снега. Решающая роль в обеспечении положительного баланса токов с острия принадлежит слоисто-дождевым облакам, выпадению снега, метелям и бурным штормовым ветрам. В условиях «нормальной» погоды преобладает баланс токов с острия, который обеспечивается высокими положительными значениями напряженности электрического поля атмосферы.

Этот вывод подтверждается также сопоставлением годового хода баланса токов (см. табл. 1) с годовым ходом напряженности электрического поля атмосферы и климатическими характеристиками. В зимние месяцы, которые характеризуются высокими значениями напряженности поля, малой облачностью, метелями, наибольшим числом случаев выпадения снега, баланс положителен. Отток зимой исчезающе мал. В марте он резко возрастает; в этом же месяце наблюдается и резкое возрастание числа случаев появления кучево-дождевых облаков и выпадения ливневого снега. В летние месяцы, когда напряженность электрического поля низка, увеличивается число случаев появления кучевых и кучево-дождевых облаков, возрастает повторяемость обложных и ливневых дождей, гроз и зарниц, баланс отрицателен. Из сравнения климатических условий в различных частях земного шара установлено, что для Британских островов наиболее характерны факторы, обуславливающие отток, что и создает там отрицательный баланс, в то время как на Сахалине доминируют факторы, обуславливающие приток и по-

ложительный баланс. В настоящее время вопрос о количественной оценке роли острий в обмене зарядами между земной поверхностью и атмосферой изучен недостаточно широко и всесторонне, чтобы можно было сделать определенное заключение о том, приобретает или теряет земная поверхность положительный заряд в результате этого явления. Отток будет преобладать на территориях с большой повторяемостью кучевых и кучево-дождевых облаков, дождей, гроз, мокрого снега, града, снежной и ледяной крупы. Приток будет наблюдаться на территориях, где эти явления не играют доминирующей роли, где преобладают слоисто-дождевые облака, снегопады, метели и бурные штормовые ветры. На засушливых территориях земного шара, где редко появляются облака и не выпадают осадки, должен преобладать приток, т. е. баланс должен быть положительным.

Таблица 4

Метеорологическое явление	Вес 10/0 атмосферных явлений			
	по числу случаев притока	по количеству притока	по числу случаев оттока	по количеству оттока
Обложной дождь	0,76	0,37	2,73	1,91
Ливневый дождь	1,43	1,82	4,45	5,61
Морось	0,15	0,07	0,02	—
Обложной снег	1,49	1,66	0,47	0,75
Мокрый снег	1,75	1,00	5,12	3,5
Мокрый ливневый снег	2,67	0,67	1,33	0,67
Ливневый снег	0,70	0,23	0,55	0,31
Град, крупа, ледяной дождь	0,62	0,38	1,38	1,38
Туман, дымка	0,23	0,08	0,09	0,06
Мгла	0,58	0,20	0,01	—
Осадки на предметах	0,40	0,04	—	—
Штормовой ветер	3,03	4,60	1,88	2,79
Метели, поземок	3,20	4,38	0,88	0,32
Грозы, зарницы	2,00	2,15	5,15	7,54
Оптические явления	0,18	—	—	—

Полагая, что в областях с положительными температурами действуют факторы, обеспечивающие преобладание оттока, а в областях с отрицательными температурами — факторы, обеспечивающие преобладание притока, естественно ожидать, что земная поверхность в целом будет иметь отрицательный баланс токов с острий, так как территорий с отрицательными температурами на земном шаре значительно меньше, чем с положительными. Однако сравнивая веса, находим, что при метелях приток больше оттока в 13,7 раза, а при снеге приток больше оттока в 2,2 раза, в то время как при дождях отток больше притока только в 5,2 раза, а при грозах отток больше притока в 3,5 раза. Следовательно, не исключена возможность, что факторы, обуславливающие преобладание притока, могут оказать решающее влияние на баланс токов с острий.

Для окончательного решения вопроса о роли токов с острий в поддержании отрицательного заряда земли необходимы дальнейшие исследования этого явления на различных территориях земного шара.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеиздат. Л. 1949.
2. Френкель Я. И. Теория явлений атмосферного электричества, ГТТЛ. Л. 1949.
3. Герасимова М. Н. Атмосферноэлектрические измерения на Эльбурсе. Известия АН СССР, серия геофизич. № 4—5. 1939.

И. М. ИМЯНИТОВ, Е. В. ЧУБАРИНА

ХОД НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В АТМОСФЕРЕ С ВЫСОТОЙ В ЯСНЫЕ ДНИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗМЕРЕНИЙ ВО ВРЕМЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА)

На основании систематических измерений хода напряженности электрического поля с высотой во время МГГ на станциях самолетного зондирования Ленинград, Киев, Ташкент показано, что даже в ясные дни напряженность электрического поля с высотой убывает в ряде случаев немонотонно. Можно выделить четыре основных типа профилей, связанных, очевидно, с условиями обмена зарядами между землей и атмосферой. Из наблюдений следует, что унитарная вариация над континентами в ясные дни может наблюдаться только в относительно тонком слое (расположенном на высотах от 200 до 1500 м), где электрические поля зарядов атмосферы, лежащих выше и ниже этого слоя, компенсируют друг друга.

О роли исследований электричества свободной атмосферы

Закономерности поведения электрического поля у поверхности земли изучаются уже более 250 лет. Более 100 лет проводятся систематические исследования изменений поля у земли во времени, их зависимость от широты и физико-географических условий. Накопленный материал позволил определить существование общего для всего земного шара изменения суточного хода напряженности электрического поля атмосферы — унитарной вариации [1], найти широтный ход напряженности поля, установить связь наблюдаемых изменений напряженности поля с действием ряда метеорологических факторов.

В течение длительного времени при исследовании электрического поля у поверхности земли ставилась задача выявить общие для всего земного шара изменения напряженности поля.

С этой целью исследования старались свести к измерениям в дни, когда местные факторы оказывали малое влияние на электрическое поле. Так как облака, туманы, пыльные бури и т. п. обычно заметно сказываются на ходе поля, дни с облачностью, сильным ветром, туманами и т. д. обычно исключались из рассмотрения. Так, в науке об атмосферном электричестве возникло понятие о днях «хорошей» погоды, или об «ясных» днях, когда нарушение хода электрического поля, вызванное местными факторами, мало. Точных критериев для выбора ясных дней не имеется; разные авторы по-разному ограничивают условия отбора этих дней, но во всяком случае подбор дней ясной погоды связывается с отсутствием облачности нижнего яруса, туманов, сильного ветра, значительных масс пыли и, конечно, с отсутствием осадков и гроз.

Наиболее удивительным результатом исследований 30-х годов XX столетия явилось выявление того, что унитарная вариация поля, изучавшаяся в наиболее «чистых» условиях, оказалась тесно связанной

с грозовой деятельностью на земном шаре [2]. Так впервые возникло представление о том, что электричество ясных дней (электричество хорошей погоды) определяется генерированием электричества в зонах «нарушенной» погоды, т. е. в тех зонах, в которых электрическое поле рассматривалось как аномальное и которые исключались при изучении электричества атмосферы.

Известные уже в 20—40-х годах XX столетия закономерности поведения электрического поля хорошей погоды и изменений грозовой деятельности на земном шаре в течение суток и сезонов привели к гипотезе, удовлетворительно объясняющей наблюдавшиеся явления. По этой гипотезе грозовые облака заряжают землю отрицательно, а высокие, хорошо проводящие слои атмосферы — положительно. В результате между землей и ионосферой (или прилегающими к ней высокими слоями атмосферы) появляется некоторая разность потенциалов. Землю и ионосферу в этой схеме уподобляют двум обкладкам гигантского сферического конденсатора с диэлектриком — тропосферой и стратосферой — между ними. Так как диэлектрик обладает проводимостью, разность потенциалов, возникающая на его обкладках, вызывает в зонах хорошей погоды появление токов, стремящихся разрядить конденсатор.

Величина этих токов пропорциональна разности потенциалов между землей и ионосферой. В результате обоих процессов (зарядка земли и ионосферы в грозовых областях и разряда их в других районах земного шара) устанавливается некоторое равновесное значение потенциала V , удовлетворяющее тому условию, что сумма токов I_3 , заряжающих конденсатор, равна сумме токов I_p , разряжающих конденсатор.

Изменение во времени t зарядов Q на обкладках конденсатора, следовательно, может быть представлено в виде

$$\frac{dQ}{dt} = I_3 - I_p.$$

Так как $I_p = \frac{V}{R_c}$, где R_c — общее сопротивление всего шарового слоя атмосферы, заключенного между обкладками конденсатора, а

$$I_3 = \sum_{i=1}^{i=S} k_i \frac{dq_i}{dt} \omega_i, \text{ где } \frac{dq_i}{dt} \text{ — скорость генерации зарядов в вертикальном}$$

столбе единичного сечения над площадью S , покрытой грозовыми облаками, ω — скорость разделения зарядов разных знаков в столбе, зависящая, в частности, от потенциала V , и k — некоторый коэффициент, зависящий от скорости рекомбинации зарядов разных знаков в столбе, то

$$\frac{dQ}{dt} = \sum_{i=1}^{i=S} k_i \frac{dq_i}{dt} \omega_i - \frac{V}{R_c}. \quad (1)$$

Если достигнуто равенство обоих токов, то

$$\sum_{i=1}^{i=S} k_i \frac{dq_i}{dt} \omega_i - \frac{V}{R_c} = 0. \quad (2)$$

Если принять, что плотность тока, разряжающего конденсатор, постоянна по всей высоте конденсатора, то можно получить известное соотношение, связывающее напряженность поля E в какой-то точке наблюдений с V ,

$$E\lambda = \frac{V}{R}, \quad (3)$$

где λ — проводимость атмосферы в том месте, где измеряется E , а R — сопротивление вертикального столба воздуха с единичным сечением, простирающегося от земли до ионосферы.

Из равенства (3) следует, что изменения V должны вызывать соответствующие изменения E , что и объясняет появление унитарной вариации напряженности поля.

Таким образом, для изучения закономерностей поведения электрического поля, общих для всего земного шара, необходимо обратиться к исследованию условий генерации и разделения электрических зарядов в зонах нарушенной погоды, к распределению электрических полей в зонах хорошей погоды.

Вместе с тем описанная гипотеза опиралась на представление о наличии на больших высотах некоторого потенциала V , создающего наблюдаемые, общие для всего земного шара вариации электрического поля. Для того чтобы гипотеза стала теорией, следовало доказать наличие такого потенциала [3].

Решение всех перечисленных задач потребовало измерения элементов атмосферного электричества на высотах и в первую очередь изучения хода напряженности электрического поля и объемных зарядов с высотой.

Хотя эпизодически такие измерения и осуществлялись, начиная с 20-х годов XX столетия [4], [5], но в силу трудности их проведения при имевшейся тогда технике результаты этих исследований вряд ли можно считать достоверными [6], да и число измерений было весьма мало.

В 1948—1950 гг. в Главной геофизической обсерватории были проведены измерения хода поля с высотой с помощью самолета, оснащенного электростатическим флюксметром [7]. Всего было проведено около 70 зондажей. Хотя число наблюдений было невелико, а измерения были ограничены высотами 3—4 км, тем не менее удалось получить некоторые существенные результаты.

В частности, было установлено, что напряженность поля с высотой меняется немонотонно. В ряде случаев отмечался максимум напряженности поля, располагающийся под инверсиями. Поле на высоте около 3000 м часто меняло знак, т. е. потенциал менялся не монотонно с высотой [3], [7]. Колебания потенциала на высоте оказались неожиданно большими и превышали ожидавшиеся изменения потенциала в несколько раз.

Были получены некоторые количественные закономерности, устанавливающие ход напряженности поля и объемных зарядов с высотой, а также некоторая типизация профилей поля. Ход напряженности поля E с высотой в ясные дни нередко может быть выражен уравнением

$$E = E_{50} e^{-h}, \quad (4)$$

где E_{50} — напряженность поля на высоте 50 м, а h — высота в километрах.

Малое число зондирований, невозможность сопоставления полученного хода с измерениями в других пунктах, небольшая высота зондирования заставили желать продолжения этих измерений.

В 50-х годах XX столетия было разработано несколько типов радиозондов для исследования электрического поля на высотах и были проведены некоторые измерения [8, 9, 10, 11, 12, 13]. Все исследования производились с помощью коллекторных установок; ошибки, вносимые последними, могли существенно сказаться на полученных результатах; только в работе [13] был использован вариант агриметра. Измерения были проведены до значительных высот (до 20 км). Каждая из работ

основана на небольшом числе измерений. Результаты, полученные в этих работах, в основном согласуются с результатами работы [7].

Отмечается, что на высотах, больших 5—10 км, поле часто остается постоянным [9], [10]. Показано, что в отдельных случаях уменьшение напряженности поля с высотой соответствует увеличению проводимости с изменением высоты, что, по мнению авторов, подтверждает предположение о постоянстве вертикального тока проводимости на высотах [12]. В другой работе [13] измерения напряженности поля частично были проведены по более совершенной методике исследования. Измерения не показали плавных изменений поля с высотой, не показали по отдельным случаям постоянства вертикального тока проводимости с высотой; только при осреднении данных нескольких случаев постоянство тока с высотой сохранялось с точностью $\pm 20\%$. В работе [13] отмечается, что напряженность поля в стратосфере может стать равной нулю или даже приобрести малые отрицательные значения. Результаты работы [15] также не подтвердили предположения о постоянстве вертикального тока на высотах и, следовательно, расходятся с представлениями гипотезы «сферического конденсатора».

Результаты 27 исследований хода электрического поля с высотой изложены в работе [14]. Измерения проводились с помощью электростатических флюксометров, размещенных на самолете.

Исследовался ход поля до высоты 6000 м в основном в районе Гренландии и над океанами. 22 зондирования были проведены в условиях хорошей погоды. В итоге в работе [14] было получено уравнение хода напряженности поля E в/м с высотой h км

$$E = 73e^{-0,25h} \quad (5)$$

Из формулы (5) видно, что напряженность поля убывает с высотой значительно медленнее, нежели идет ее убывание по формуле (4).

Рассматривая результаты исследований электрического поля на высотах, можно прийти к выводу о необходимости проведения систематических измерений такого рода.

Только с помощью этих исследований можно проверить положения гипотезы сферического конденсатора, которым противоречат данные ряда исследований, выявить, что в имеющихся отрывочных данных является случайным, а что представляется закономерным, выяснить причину несоответствия хода поля с высотой по формулам (4) и (5) и т. д. Программа подобных исследований была рекомендована странам — участникам МГГ. В Советском Союзе эти исследования были проведены на трех станциях: в Ленинграде, Киеве и Ташкенте по программе, описанной в работах [7] и [16].

Для измерений использовались самолеты, оборудованные электростатическими флюксометрами. Применявшаяся аппаратура, разработанная в Главной геофизической обсерватории, в общих чертах описана в [6].

Измерения производились с помощью двух флюксометров, расположенных в верхней и нижней частях фюзеляжа, так что действие заряда самолета на измерения поля атмосферы можно было исключать. Датчики флюксометров располагались в точках фюзеляжа, на которые не действовали горизонтальные составляющие поля [6].

В Ленинграде измерения проводились под непосредственным руководством и при участии Е. В. Чубариной, в Киеве — И. В. Спасской и в Ташкенте — К. Э. Церфаса.

Всего было проведено более 2000 измерений хода напряженности электрического поля с высотой. Используя формулу Пуассона, можно

получить сведения о распределении объемных зарядов с высотой, а также о ходе электрического потенциала с высотой [6], [7].

В данной работе мы ограничились рассмотрением хода напряженности поля и объемных зарядов с высотой в ясные дни. Вопрос о ходе потенциала с высотой и во времени в эти дни рассмотрен нами в работе [17]. Ясными днями мы считали дни без туманов, без облаков нижнего яруса и облачности верхнего яруса, не превышающей 1—2 баллов.

Следующая работа будет посвящена исследованиям в облачные дни. Надо, однако, отметить, что деление на ясные и нарушенные дни для континентальных станций не должно основываться на представлении, что в первом случае удастся выделить общие для всего земного шара вариации.

Как будет показано, в обоих случаях ход напряженности поля в основном определяется локальными объемными зарядами.

Результаты измерений

Даже в ясные дни профили хода напряженности поля с высотой могут быть весьма разнообразны. Нам представляется целесообразным разбить их на четыре группы. Рассмотрим каждую группу в отдельности.

Первая группа

Во время измерений в ясные дни ход напряженности электрического поля E с высотой h следует экспоненциальному закону примерно в 40 % случаев. Такие профили поля отнесены к первой группе.

Соответствующие профили напряженности поля для Ленинграда, Киева и Ташкента представлены на рис. 1. Ход кривых с высотой в среднем отвечает уравнению [7]

$$E = E_n e^{-ah} \quad (6)$$

Если h выражать в километрах, то для Ленинграда $a=1$, для Киева $a=1,2$ и для Ташкента $a=1,5$; E_n — напряженность поля на высоте 50 м для Ленинграда и Киева и на высоте 300 м для Ташкента.

Максимум напряженности поля на кривой 3 (рис. 1) характерен для Ташкента. Его существование связано с появлением пыли в нижних слоях атмосферы. Очевидно, что в рассматриваемом случае ход объемных зарядов ρ с высотой h будет иметь вид, подобный представленному на рис. 1. Ход объемных зарядов с высотой может быть вычислен с помощью формулы Пуассона

$$\frac{dE}{dh} = \epsilon 4\pi\rho \quad (7)$$

(ϵ — диэлектрическая проницаемость), пренебрегая горизонтальными составляющими поля, так как условия измерений соответствуют условиям одномерной задачи.

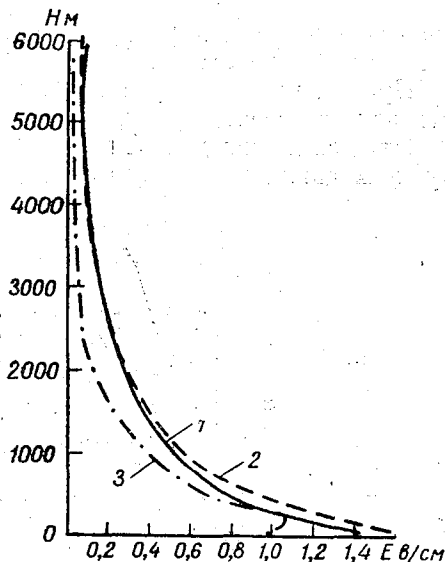


Рис. 1. Ход напряженности электрического поля с высотой (первая группа). 1 — для Ленинграда (30 случаев); 2 — для Киева (15 случаев); 3 — для Ташкента (10 случаев).

Подставляя уравнение (6) в формулу (7), можно получить уравнение, связывающее с h ,

$$\rho = -\frac{aE_n}{4\pi\epsilon} e^{-ah}. \quad (8)$$

Существенно отметить, что объемные заряды располагаются значительно ближе к поверхности земли, нежели по данным формулы (5)

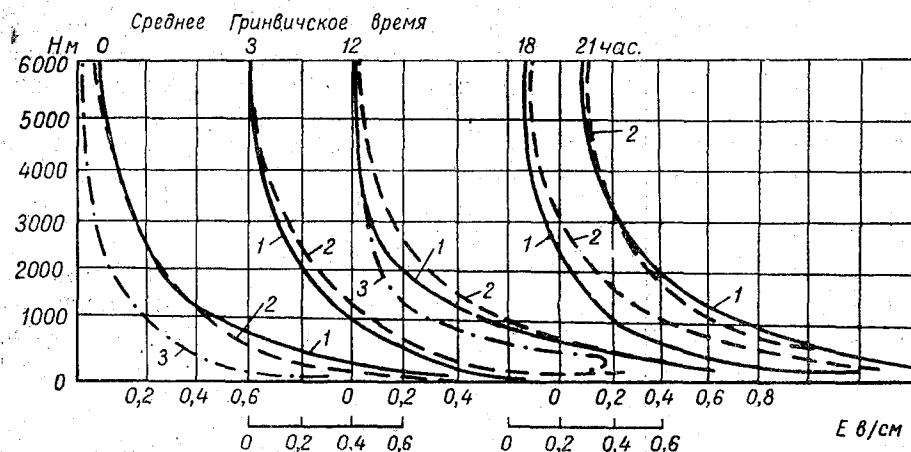


Рис. 2. Изменение профиля электрического поля в течение суток для Ленинграда (1), Киева (2) и Ташкента (3). Местное солнечное время больше гринвичского для Ленинграда и Киева на 2 часа, для Ташкента на 6 часов.

(пересчитанной для распределения объемных зарядов), характеризующей поле над океанами [14].

Представляет интерес проследить изменение профиля напряженности поля в течение суток.

Эти изменения даны на рис. 2. Из рис. 2 видно, что с развитием воздушных движений в атмосфере в дневные часы убывание напряженно-

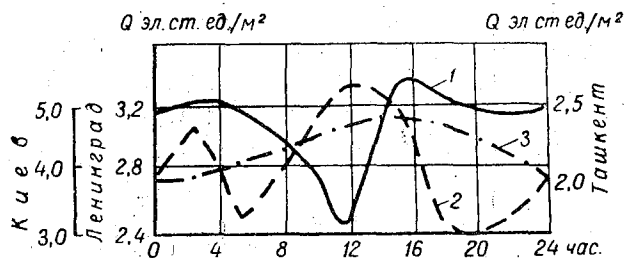


Рис. 3. Суточный ход заряда столба воздуха площадью 1 м² и толщиной 0—6000 м по Ленинграду (1), Киеву (2) и Ташкенту (3) (время гринвичское).

сти электрического поля с высотой становится менее резким. Это соответствует распространению объемного заряда на большую толщину атмосферы и перемещению центра его тяжести вверх. В основном все объемные заряды сосредоточены в слое 0—2000 ÷ 3000 м.

Максимум в ходе напряженности поля, отмечавшийся для Ташкента (рис. 1), проявляется именно в дневные часы.

По данным о ходе напряженности поля с высотой можно, пользуясь формулой (7), рассчитать величину заряда вертикального столба

с основанием 1 м^2 в слое $0-6000 \text{ м}$, а также вычислить его изменение в течение суток. На рис. 3 представлен ход заряда в столбе в течение суток. Неожиданным оказалось то обстоятельство, что в Ленинграде минимум заряда приходится на 14 часов местного солнечного времени. В Киеве и Ташкенте максимум этого заряда приходится, как и следовало ожидать, на послеполуденные часы, что позволяет связать появление максимума заряда с развитием конвекции.

Существенно отметить, что величина заряда меняется над разными точками наблюдения почти в два раза.

По изменению заряда Q во времени t можно высчитать плотность тока, который создавал изменение этого заряда. Так как адвективные токи в рассмотренном случае малы и случайны, то ток i_H , заряжающий слой воздуха, представляет собой разницу между током притока к исследуемому слою и током оттока от него:

$$i_H = \frac{dQ}{dt} = \frac{\Delta Q}{\Delta t} = \frac{Q_1 - Q_2}{t_1 - t_2}, \quad (9)$$

где Q_1 и Q_2 — заряды столба воздуха в моменты времени t_1 и t_2 . Величина этого тока имеет порядок $10^{-13}-10^{-14} \text{ а/м}^2$, т. е. составляет $1-10\%$ величины тока проводимости. Величина тока i_H (точнее, отношение его величины к величине тока проводимости) определяет нестационарность процесса протекания тока через атмосферу и реальность представления о постоянстве плотности тока в атмосфере по высоте.

Средняя величина плотности объемного заряда в столбе составляет для Ленинграда $0,5 \cdot 10^{-3} \text{ эл. ст. ед./м}^3$, для Киева $0,4 \cdot 10^{-3} \text{ эл. ст. ед./м}^3$ и для Ташкента $0,22 \cdot 10^{-3} \text{ эл. ст. ед./м}^3$. В слое $0-1000 \text{ м}$ плотность объемных зарядов в 3—4 раза больше.

Если вычислить суточный ход напряженности поля на различных высотах, то окажется, что изменение электрического поля в нижнем слое повторяет изменение заряда столба воздуха в слое от 0 до 6000 м. Таким образом изменения объемных зарядов атмосферы даже в ясные дни определяют изменения напряженности поля вблизи земли.

Суточный ход объемных зарядов в атмосфере определяет в конечном счете и ход напряженности поля на высотах, больших 3000—4000 м. Существенно отметить, что на определенных высотах отчетливо начинает проявляться унитарная вариация, т. е. на этих высотах ход поля не определяется местными объемными зарядами [17]. Действительно, произведенные подсчеты показали, что для Ленинграда центр тяжести заряда столба воздуха лежит на высоте 1000 м, для Киева — на высоте 700 м и для Ташкента — на высоте 500 м. Именно только в районе этих высот проявляется унитарная вариация.

Вторая группа

В ряде случаев напряженность электрического поля изменяется по экспоненциальному закону до некоторой высоты (в рассмотренных случаях до высоты 3500 м), а выше напряженность становится либо равной нулю, либо отрицательной (рис. 4). Такие профили отнесены ко второй группе.

Ход напряженности поля в этих случаях до высоты 3500 м описывается равенством

$$E = E_0 e^{-1,2h}. \quad (10)$$

Объемный заряд изменяется с высотой (до 3500 м), очевидно, по этому же закону, причем величина заряда в столбе воздуха, расположенного в слое $0-3500 \text{ м}$, такова, что поле этого заряда полностью

компенсирует поле отрицательного заряда земли, так что выше 3500 м напряженность поля либо равна нулю, либо меняет направление.

Трансформация профиля этого вида в течение суток весьма заметна. Если проследить за изменением высоты перехода напряженности поля через нуль, то тем самым можно проследить за высотой распро-

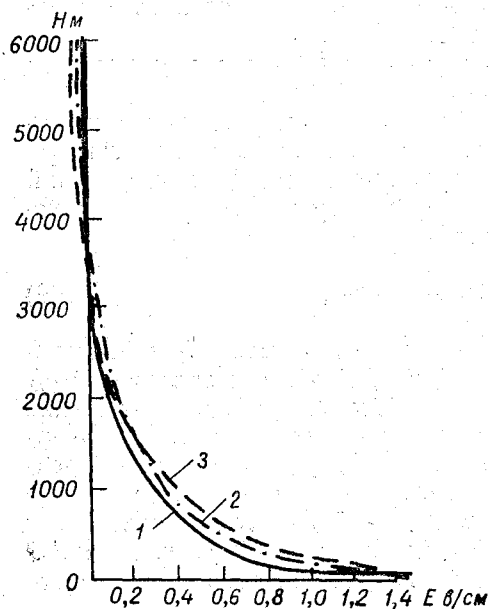


Рис. 4. Ход напряженности электрического поля с высотой (вторая группа). 1 — для Ленинграда (5 случаев), 2 — для Ташкента (11 случаев), 3 — для Киева (15 случаев).

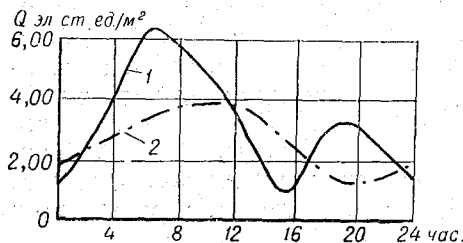


Рис. 5. Суточный ход заряда столба воздуха площадью 1 м^2 и толщиной 0—6000 м по Ленинграду (1) и Ташкенту (2) (время гринвичское).

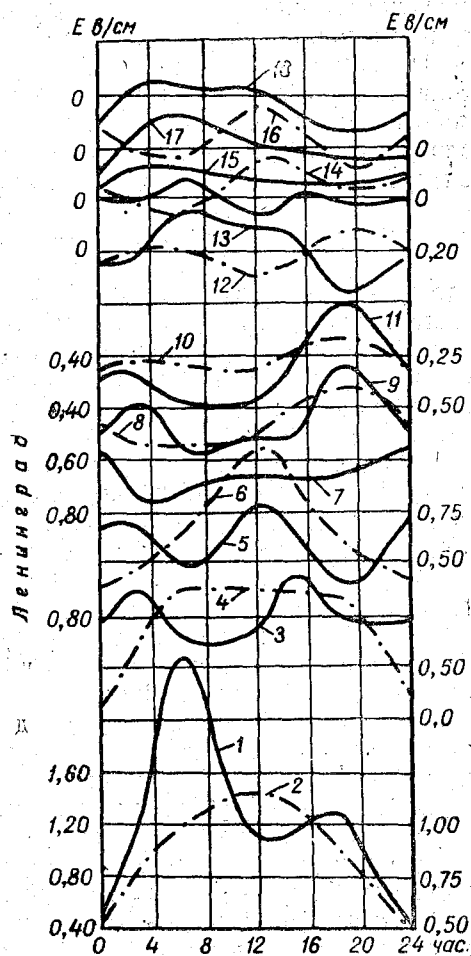


Рис. 6. Суточный ход напряженности поля на различных высотах.

Для Ленинграда: 1—100 м, 3—200 м, 5—300 м, 7—500 м, 9—1000 м, 11—1500 м, 13—2000 м, 15—4000 м, 17—5000 м, 18—6000 м. Для Ташкента: 2—100 м, 4—200 м, 6—300 м, 8—1000 м, 10—1500 м, 12—2000 м, 14—4000 м, 16—5000 м. (время гринвичское).

странения заряда в атмосфере, поле которого полностью компенсирует поле заряда земли. Максимальной высоты заряд достигает в 18 часов местного солнечного времени в Ленинграде и в Ташкенте.

В течение суток его высота меняется от 2500 м в 2 часа по местному времени до 5000 м в 18 часов для Ленинграда и от 3000 м в 6 часов до 4500—5000 м в 18 часов для Ташкента.

При этом средняя плотность объемных зарядов оказывается минимальной в моменты наибольшего подъема заряда и наоборот.

Ход заряда столба воздуха представлен на рис. 5. Заряд при профилях второй группы больше, чем при первой.

Ток i_H для Ленинграда достигает значения 10^{-13} а/м², для Ташкента — $3 \cdot 10^{-14}$ а/м². Средняя величина плотности объемного заряда в столбе высотой 6000 м составляет $0,6 \cdot 10^{-3}$ эл. ст. ед./м³ в Ленинграде и $0,25 \cdot 10^{-3}$ эл. ст. ед./м³ в Ташкенте.

В слое 0—1000 м средний объемный заряд в 5—6 раз больше. Как и в первом случае, суточный ход напряженности поля у поверхности земли и на высотах повторяет ход заряда столба (рис. 6). На высотах 1000—1500 м как для Ленинграда, так и для Ташкента изменения напряженности поля совпадают по фазе и по относительной амплитуде с унитарной вариацией напряженности поля, наблюдаемой над океанами. Для Ленинграда центр тяжести объемного заряда в выбранные дни располагался на высоте 1000—1300 м, для Ташкента — на высоте 1300—1700 м.

Третья группа

К третьей группе профилей электрического поля, встречающихся при ясной погоде, отнесены те, у которых монотонность хода напряженности поля с высотой нарушена, т. е. кривая имеет максимум на

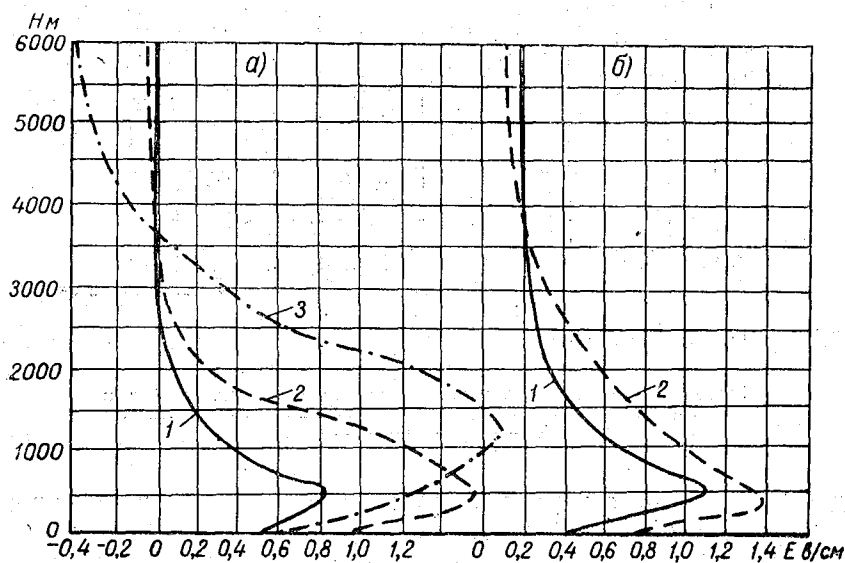


Рис. 7. Ход напряженности электрического поля с высотой (третья группа).

а) 1 — для Ленинграда (15 случаев), 2 — для Киева (12 случаев), 3 — для Ташкента (20 случаев), б) 1 — для Ленинграда (5 случаев), 2 — для Киева (5 случаев).

какой-то высоте. Профили третьего типа представлены на рис. 7. На рис. 7а представлены случаи, когда напряженность поля на определенной высоте (3500—4000 м) становится равной нулю или меняет направление. На рис. 7б рассмотрены случаи, когда напряженность поля имеет максимум на определенной высоте, но нигде не равна нулю и не меняет свое направление, сохраняя до больших высот сравнительно большие и относительно постоянные значения.

Обычно профили третьей группы связаны с появлением дымки, пыли и с наличием температурной инверсии, причем граница инверсии проходит обычно несколько выше максимума поля.

Профили в течение суток могут претерпевать значительную трансформацию. На рис. 8 показано, как меняются профили рассматриваемого типа в Ташкенте. Отмечается вполне отчетливый суточный ход высоты заряда; поле которого компенсирует поле земли, а также суточный ход высоты максимума напряженности электрического поля. Но высота максимума напряженности поля является высотой [см. формулу (7)], разделяющей области с отрицательными (ниже максимума) и положительными (выше максимума) объемными зарядами. Кривые 1 и 2 имеют почти подобный суточный ход, что связано с суточным ходом развития конвекции. Напряженность поля на высоте может значительно превосходить напряженность поля у земли. Изменение среднего

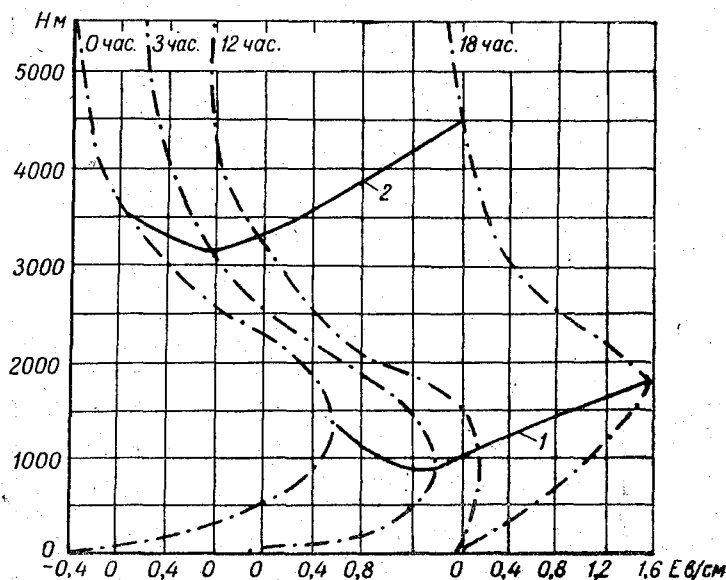


Рис. 8. Изменение профиля напряженности поля в течение суток в Ташкенте (время гринвичское).

Кривая 1 соединяет точки максимумов на отдельных профилях; кривая 2 соединяет точки, в которых на отдельных профилях меняется знак напряженности поля.

заряда столба воздуха в течение суток на всех трех станциях происходит в виде простой волны с максимумом в 12 часов по Гринвичскому времени. Средняя плотность отрицательного объемного заряда для Ташкента составляет около 10^{-2} эл. ст. ед./м³. Средняя плотность положительного объемного заряда составляет около $2 \cdot 10^{-3}$ эл. ст. ед./м³.

Суточный ход напряженности поля в нижних слоях атмосферы, как и для первых двух групп, повторяет суточный ход объемного заряда в атмосфере.

Кроме того, отмечается проявление унитарной вариации на определенных высотах (в Ленинграде на высоте 300—500 м, в Киеве на высоте 700 м, в Ташкенте на высоте 2000—2500 м). Высота проявления унитарной вариации обычно близка к высоте центра тяжести заряда столба воздуха, так что поля от зарядов атмосферы, расположенных выше и ниже этого уровня, компенсируют друг друга.

Рассмотренный тип профиля поля очень близок к тем, которые наблюдаются в облачные дни [7]. Подобные профили наблюдались и другими авторами [10, [12], [13].

Четвертая группа

К четвертой группе отнесены те профили, когда напряженность поля с высотой меняется очень мало (рис. 9). Обычно эти профили связаны с относительно небольшими значениями напряженности поля у поверхности земли. Данные профили соответствуют случаю, когда объемный заряд атмосферы мал.

Профили такого вида связаны, по-видимому, с примерным постоянством хода проводимости с высотой.

На рис. 10 представлен суточный ход заряда столба воздуха, расположенного в слое 0—6000 м. Заряд мал; он меньше наблюдавшихся в первых трех группах в 3—5 раз. Соответственно малы и объемные заряды. Несмотря на то, что общий заряд невелик, суточный ход напряженности поля на всех высотах определяется

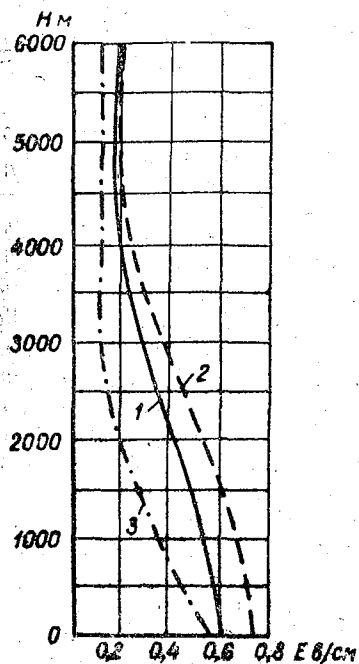


Рис. 9. Ход напряженности электрического поля с высотой (четвертая группа).
1 — для Ленинграда (10 случаев), 2 — для Киева (8 случаев) и 3 — для Ташкента (5 случаев).

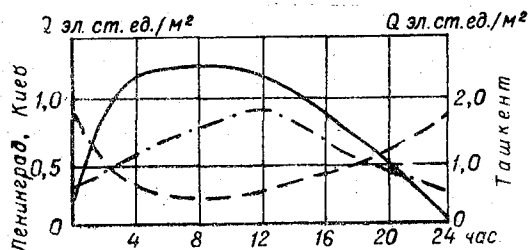


Рис. 10. Суточный ход заряда столба воздуха сечением 1 м², заключенного в слое 0—6000 м.
— Ленинград, --- Киев, - - - Ташкент (время гринвичское).

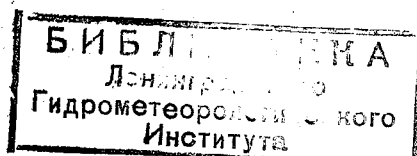
им. По-видимому, в этом случае играют роль заряды, расположенные выше 6000 м.

Надо иметь в виду, что приведенная типизация профилей напряженности поля является до некоторой степени условной. Можно найти профили, соответствующие промежуточным случаям между рассматриваемыми группами, но, как будет показано дальше, такая типизация соответствует определенным процессам в атмосфере, что в значительной степени оправдывает ее применение.

Обсуждение результатов измерений

Во всех случаях, рассмотренных выше, ход электрического поля в нижних слоях атмосферы и, следовательно, у поверхности земли определяется в основном величиной объемных зарядов в атмосфере. Сравнение результатов измерений, проведенных над континентами, с результатами измерений, проведенных над океанами [14], показывает, что объемные заряды в нижнем слое атмосферы в первом случае в несколько раз больше, чем во втором.

Напряженность поля, а также потенциал [17] в верхних слоях тропосферы определяются в основном объемными зарядами атмосферы.



Если, отказавшись от схемы шарового конденсатора, принять схему, по которой земля рассматривается как хорошо проводящий шар, погруженный в плохо проводящую среду — атмосферу, которая обменивается с землей зарядами [17], то рассмотренные типы профилей могут быть просто объяснены.

Если столб нейтральной атмосферы появляется над заряженной поверхностью земли, то за время релаксации атмосферы в ней установится распределение напряженности поля, соответствующее первой группе или данным, полученным в работе [14].

Разница между рассмотренными данными и приведенными в работе [14] заключается в том, что над континентами у поверхности земли проводимость меньше и, следовательно, напряженность поля более резко падает с высотой, чем над океанами. Различие в показателях степени в формулах (5) и (6), где $a=1-1,5$ над сушей и $0,25$ над морем, определяет, насколько непохожи распределения объемных зарядов в первом и втором случаях. Вторым существенным различием является то, что над океанами унитарная вариация напряженности поля проявляется на всех уровнях, начиная от поверхности океана до 6000 м, а над континентами унитарная вариация наблюдается только в некотором узком интервале высот, совпадающем приблизительно с высотой центра тяжести объемного заряда атмосферы.

Вторая группа профилей наблюдается в случаях, когда заряд, заключенный в некоторой толще атмосферы (обычно в слое $0-3000-4000$ м), полностью компенсирует поле земли или когда этот заряд несколько больше по величине заряда земной поверхности. Этот тип хода напряженности поля с высотой является промежуточным между первым и третьим. Существенно отметить, что и в данном случае унитарная вариация проявляется только в узком интервале высот, на высоте расположения центра тяжести заряда столба атмосферы.

Профили третьего типа получаются тогда, когда в атмосфере происходит расслоение зарядов разных знаков. Снизу создается отрицательный заряд, сверху — положительный. Появление зарядов связано, по-видимому, с тем, что появление плохо проводящего слоя в атмосфере вызывает накопление зарядов в нем благодаря действию поля. Такие плохо проводящие слои возникают под инверсиями [18], поэтому максимумы напряженности поля обычно располагаются под инверсиями.

По мере осаждения частиц на землю, на которых находятся отрицательные заряды, в воздухе остается избыточный положительный заряд, который и вызывает изменение знака напряженности поля на больших высотах (см. рис. 7а). В тех случаях, когда атмосфера вследствие действия поля и адвекции теряет этот избыточный положительный заряд, в ней начинает постепенно формироваться профиль поля такого типа, какой представлен на рис. 7б. Профили третьего типа наблюдались всеми исследовавшими ход напряженности поля с высотой. Существенно отметить, что этот вид профилей наблюдается почти всегда во время появления облаков. Облака вызывают ухудшение проводимости в слое и, следовательно, соответствующее изменение напряженности поля. Унитарная вариация поля проявляется только на высоте центра тяжести заряда столба атмосферы.

Для всех трех групп суточный ход напряженности поля выше и ниже того слоя, в котором наблюдается унитарная вариация, определяется всецело изменениями заряда столба атмосферы в течение суток.

Профили четвертого типа появляются как результат слабого изменения проводимости с высотой. Заметные изменения напряженности поля обычно наступают на высоте, где проводимость резко меняется. Высота, на которой проводимость меняется, часто бывает связана с вы-

сотой температурной инверсии, задерживающей частицы или способствующей появлению облачного слоя.

В работе [13] на рис. 12 приводится пример профиля, близкого к рассматриваемому. Напряженность поля оставалась почти постоянной в слое от 3 до 10 км. На высоте 12 км выше слоя интенсивной температурной инверсии проводимость резко возросла, а напряженность поля упала до нуля.

Объемный заряд в слое от 0 до 6000 м при профилях четвертой группы обычно невелик. Как следует из данных рис. 4, он составляет величину, в несколько раз (до 6) меньшую, чем при профилях других типов.

Краткое рассмотрение особенностей изменений напряженности поля по вертикали приводит к выводу, что тип профиля напряженности поля определяется условиями обмена зарядов между землей и атмосферой. Районы, в которых атмосфера отдает отрицательный заряд земле, и прилежащие к этим районам зоны характеризуются типами профилей соответственно третьей и второй групп.

Районы, в которых преобладает переход положительных зарядов к земле, под действием поля заряда земли характеризуются профилями первой и четвертой групп.

Изучение хода поля напряженности с высотой позволяет ответить на вопрос о том, какая часть силовых линий заряда атмосферы замыкается на землю и какая часть их замыкается на более высокие слои атмосферы, а также на вопрос о том, на какой эффективной высоте расположены эти высокие слои. Ответить на данные вопросы позволяет то обстоятельство, что над континентами унитарная вариация проявляется только в некотором слое, совпадающем примерно с центром тяжести заряда столба атмосферы, и что выше и ниже этого слоя унитарная вариация не наблюдается, а изменения поля подчинены изменениям заряда столба атмосферы.

Можно с достаточной уверенностью предположить, что унитарная вариация, т. е. изменение напряженности поля от собственного заряда земли, проявляется на высоте, на которой поля от объемных зарядов, расположенных в атмосфере, и от зарядов, индуцированных ими на земле и в атмосфере, компенсируют друг друга.

Следует отметить, что если бы не было зарядов, индуцированных в высоких слоях атмосферы, то унитарная вариация либо наблюдалась бы на всех высотах, начиная от земли (если напряженность поля от собственных зарядов земли превосходит напряженность поля от собственных зарядов атмосферы, как это имеет место при ясной погоде над океанами), либо не наблюдалась бы ни на одной высоте.

Если унитарная вариация наблюдается на высоте h , то изменение поля ΔE_1 в слое от 0 до h может быть записано в виде

$$\Delta E_1 = 4\pi \int_0^h \rho dz. \quad (11)$$

Изменение поля в слое от h до H (H — эффективная высота, на которой расположены заряды, индуцированные в верхних слоях атмосферы объемными зарядами, находящимися в атмосфере) может быть представлено в виде

$$\Delta E_2 = 4\pi \int_h^H \rho dz. \quad (12)$$

Поле от заряда, индуцированного зарядом атмосферы на поверхности земли, может быть записано в виде

$$E_3 = 4\pi \int_0^H \frac{H-z}{H} \rho dz, \quad (13)$$

а поле от заряда, индуцированного зарядом атмосферы в ее верхних слоях, в виде

$$E_4 = 4\pi \int_0^H \frac{z}{H} \rho dz. \quad (14)$$

Последние два равенства получены на основании известного соотношения электростатики: заряды, индуцированные плоским слоем заряда (плотность заряда q на единицу площади), расположенного между двумя параллельными проводящими плоскостями, лежащими на расстоянии $X_1 + X_2 = H$ друг от друга, могут быть вычислены из соотношений $q_1 = \frac{X_2}{H} q$ и $q_2 = \frac{X_1}{H} q$, если слой заряда расположен на расстоянии X_1 от одной из плоскостей и на расстоянии X_2 от другой, а q_1 и q_2 — заряды, индуцированные в соответствующих плоскостях.

При этом подразумевается, что все три плоскости параллельны друг другу и на проводящих плоскостях нет собственных зарядов. Появление собственных зарядов на проводящих плоскостях добавит некоторое постоянное поле между плоскостями, но не изменит приведенных соотношений.

Пренебрегая кривизной земли, решая одномерную задачу, можно написать условие для того слоя, в котором проявляется унитарная вариация,

$$E_3 - \Delta E_1 + \Delta E_2 - \Delta E_4 = 0. \quad (15)$$

Подставляя в формулу (15) значения напряженности поля с их знаками из уравнений (11), (12), (13) и (14), получаем

$$4\pi \int_0^H \frac{H-z}{H} \rho dz - 4\pi \int_0^h \rho dz + 4\pi \int_h^H \rho dz - 4\pi \int_0^H \frac{z}{H} \rho dz = 0. \quad (16)$$

Уравнение (16) позволяет численно рассчитать эффективную высоту H , на которой расположены заряды, индуцированные в атмосфере, если известны высота h , на которой проявляется унитарная вариация, и закон изменения объемных зарядов с высотой.

Если допустить, например, что напряженность поля меняется с высотой в соответствии с формулой (6), то можно вывести следующее соотношение между высотами h и H :

$$aH + e^{-aH} - 1 = 0, \quad (17)$$

откуда после соответствующих расчетов для $a=1$ получаем

h м	200	500	1000	2000
H м	500	1250	2500	5000

Получается неожиданный результат: эффективная высота, на которой расположены заряды, индуцированные в атмосфере, лежит в пределах тропосферы и часто может опускаться в ее нижние слои.

Конечно, речь идет только об эффективной высоте; фактически эти индуцированные заряды лежат как выше, так и ниже слоя, находяще-

гося на высоте H , но во всех оценках распределения зарядов необходимо использовать именно эту эффективную высоту H .

Второе решение уравнения (17), т. е. $H=0$, является, очевидно, тривиальным и соответствует изменению системы отсчета, при которой начало координат предполагается расположенным на высоте эффективного слоя.

Надо оговорить, что в уравнение (15) должна быть включена только напряженность поля от тех объемных зарядов в атмосфере, появление которых не связано с полем от собственного заряда земли. При выводе уравнения (17) в равенство (16) подставлено, однако, выражение хода с высотой всего объемного заряда атмосферы. Такое допущение вполне оправдано, так как, как показано выше, поле у земли во всех случаях определяется полем заряда атмосферы и, следовательно, объемные заряды, создаваемые полем земли, пренебрежимо малы по сравнению с общим зарядом атмосферы. К тому же выводу приходим при сравнении формул (5) и (6), полученных для выражения хода поля над континентами и океанами.

То обстоятельство, что эффективная высота, на которой располагаются заряды, индуцированные в атмосфере, составляет всего несколько километров или даже сотен метров над поверхностью земли, приводит ко второму существенному выводу. Линии поля от зарядов, расположенных в атмосфере [в соответствии с формулами (13) и (14)], замыкаются почти в равном количестве на поверхность земли и на атмосферу (на земле оканчивается 50—60% общего числа линий). Из этого непосредственно следует вывод, что фактическое поле от собственных зарядов земли, с которым неминуемо складываются соответствующие поля зарядов атмосферы, составляет примерно только 0,66 от наблюдаемого поля даже в областях хорошей погоды. Соответственно суммарный собственный заряд земли должен составлять величину около $3,5 \cdot 10^5$ к, если принять, как это обычно делается, напряженность поля у поверхности земли, равную 130 в/м, за среднюю.

Наконец, необходимо отметить, что если для объемных зарядов, находящихся в атмосфере, эффективная высота расположения индуцированных ими зарядов составляет всего несколько тысяч метров над землей, то нет оснований полагать, что для других зарядов, находящихся в том же интервале высот, эффективная высота будет заметно отличаться.

Отсюда следует вывод, что заряды, индуцированные полем земли в атмосфере, также располагаются на высоте нескольких километров. Это существенно противоречит представлениям, по которым выравнивающий слой располагается на высотах около 70—80 км [19].

Так как слой индуцированных зарядов лежит на высоте всего нескольких километров, то исключается возможность выравнивания поля благодаря проводимости атмосферы за короткое время. Это подтверждает высказанное ранее мнение [17], что только изменение заряда земли (без соответственного изменения заряда в верхних слоях атмосферы) ответственно за появление глобальных относительно быстрых изменений электрического поля атмосферы.

Полученные результаты исследований показывают, что даже в условиях ясной погоды ход напряженности поля с высотой и суточный ход над континентами обуславливаются в основном изменениями величины и расположения объемных зарядов в атмосфере. Изменения в распределении полей с высотой тесно связаны с процессами, происходящими в атмосфере, с распределением температуры с высотой, с появлением всякого рода примесей в атмосфере.

В зависимости от перечисленных факторов профили напряженности поля могут весьма сильно меняться.

Отмечается некоторое различие хода поля напряженности с высотой в различных районах.

Может быть выделено 4 основных группы профилей. Тип профилей определяется условиями обмена зарядами между землей и атмосферой в данном районе.

В следующих работах будет более детально исследовано поведение объемных зарядов в атмосфере и ход потенциала во времени на высотах в ясные и облачные дни и выяснены особенности хода напряженности поля с высотой в облачные дни.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mauchly S. J. Studies in atmospheric electricity based on observations made on Carnegie, 1914—1921. Researches of the Department of Terrestrial Magnetism, t. 5, p. 387. 1926.
2. Whipple F. J. W. and Scrase F. J. Point discharge in the electric field of the Earth. Geoph. Mem., t. 7, № 68. 1936.
3. Имянитов И. М. Исследования электрического поля в атмосфере. Информационный сборник комитета ГУГМС по проведению МГГ, № 5, 1958.
4. Everling E. und Vigand A. Spannungsgefälle und vertikaler Leitungsstrom in der freien Atmosphäre, nach Messungen bei Hochfahrten in Freiballon. Ann. Phys., 66, 261, 1921.
5. P. Jégou. Recherches sur le champ électrique de l'atmosphère aux grandes altitudes. Memor. off. Nat. Met. Fr., № 18. 1928.
6. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. ГТТИ. М. 1957.
7. Имянитов И. М. Электрические поля в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 35(97). 1952.
8. Koenigsfeld L. Thunderstorm Electricity. University of Chicago Press. 1953.
9. Venkiteshwaran S. P. and Huddar P. P. Variation of electric potential gradient at Poona from 31 st october 1953 to 2 nd november 1953. Indian J. Met. Geophys., 7, 61. 1956.
10. Venkiteshwaran S. P. Measurement of the electric potential gradient and conductivity by radio-sonde of Poona, India. Recent Advances in Atmospheric Electricity. Pergamon Press, London p. 89. 1959.
11. Lugeon J. et Bohnelblust M. Radiosondages du gradient de potentiel et de la conductivité électrique de l'air. Ann. Stan. Cent. Met. Suisse, 1956, 1. 1957.
12. Stergis C. G., Rein G. C., Kangas T. Electric field measurements in the Stratosphere. Journ. Atmos. a Terr. Phys., 11, 77. 1957.
13. Hatakeyama H., Kobajashi J., Kitaoka T., Uchikawa K. A radiosonde instrument for the measurement of atmospheric electricity and its flight results. Recent advances in atmospheric electricity. Pergamon Press. London: 1959.
14. Clark F. J. The fair-weather atmospheric potential and its gradient. Recent advances in atmospheric electricity. Pergamon Press. London, p. 61. 1959.
15. Kraakevik J. H. Electrical conduction and convection currents in the troposphere. Recent advances in atmospheric electricity, Pergamon Press. London p 75. 1959.
16. Программа измерений напряженности электростатического поля в свободной атмосфере. Информационный сборник комитета ГУГМС по проведению МГГ, № 4, 1957.
17. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Структура электрического поля в свободной атмосфере по данным исследований во время Международного геофизического года. Доклады АН СССР. Т. 132, № 1. 1960.
18. Sagalyn R. C., Faucher G. A. Aircraft investigation of the large ions content and conductivity of the atmosphere and their relation to meteorological factors. J. Atmos. a Terrest. Phys. 5, 253. 1954.
19. Israël H. und Kasemir H. W. In welcher Höhe geht der weltweite luftelektrische Ausgleich vor sich? Ann. de Geophysique, 5, 313. 1949.

ОБ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ОБЛАКОВ, ДАЮЩИХ ЛИВНЕВЫЕ ОСАДКИ

Приводятся результаты измерений суммарного тока осадков в Воейково (Ленинград).

Отношение величины продолжительности времени выпадения положительно заряженных осадков к величине продолжительности времени выпадения отрицательно заряженных осадков составляет 1,4.

Делается вывод о соотношении площадей в нижней части ливневых и грозовых облаков, занимаемых отрицательными и положительными объемными зарядами. Эти площади относятся как 1:2.

Существующие схемы электрического строения грозовых облаков, как правило, изображают вертикальное распределение электрических зарядов в них [1], [2], [3]. Для создания более полной схемы распределения зарядов в облаке мощного вертикального развития, дающего ливневые осадки, представляет существенный интерес также горизонтальное распределение этих зарядов.

По измерению электрических полей у земной поверхности однозначно определить расположение электрических зарядов в облаке бывает очень трудно, за исключением наиболее простых случаев.

Представляется, что для определения горизонтального расположения знака суммарного заряда дождя. Выпадая из нижней части облака, капли дождя несут заряд, совпадающий по знаку с объемным зарядом, расположенным в этой части облака. Измеряя заряд дождя более или менее длительное время, можно проследить за «электрической топографией» нижней части облака. Такого рода заключение будет верным при условии, что временные масштабы процессов образования зарядов в облаке больше, чем временные масштабы цикла измерений. Действительно, один цикл измерения суммарных зарядов осадков (две полу-волны с разными знаками, рис. 1) длится обычно несколько минут, тогда как «жизнь» грозового или ливневого облака продолжается, по современным представлениям, в среднем около 30 минут.

Однако в применении этой методики имеется одна особенность, которую необходимо иметь в виду. Под облаком мощного конвективного развития обычно существуют большие электрические поля, поэтому под этим облаком на земной поверхности с различного рода острий (деревья, кустарники, острые выступы построек и пр.) происходит коронирующий электрический разряд. Между облаком и землей создается объемный заряд. Капли дождя, падая из облака и пролетая через области расположения этих зарядов, меняют свой первоначальный заряд, причем не только по величине, но даже и по знаку, поэтому на уровне земли напряженность электрического поля, создаваемого облаками мощного развития, имеет ход, обратный ходу суммарного тока осадков. Это явление принято называть «зеркальным эффектом» [4, 5, 6, 7].

Вследствие этого знак электрического заряда в облаке будет обратным знаком суммарного заряда осадков, измеренного у земли.

В течение ряда лет на полевой базе ГГО в поселке Воейково в павильоне атмосферного электричества проводились измерения суммарного тока осадков. При этих измерениях электрические поля были всегда настолько значительными, что вызывали ток с острия, который измерялся параллельно с измерением поля и тока осадков.

Методика измерения суммарных зарядов дождя была описана нами ранее [8]. В данной работе используются материалы измерений, полу-

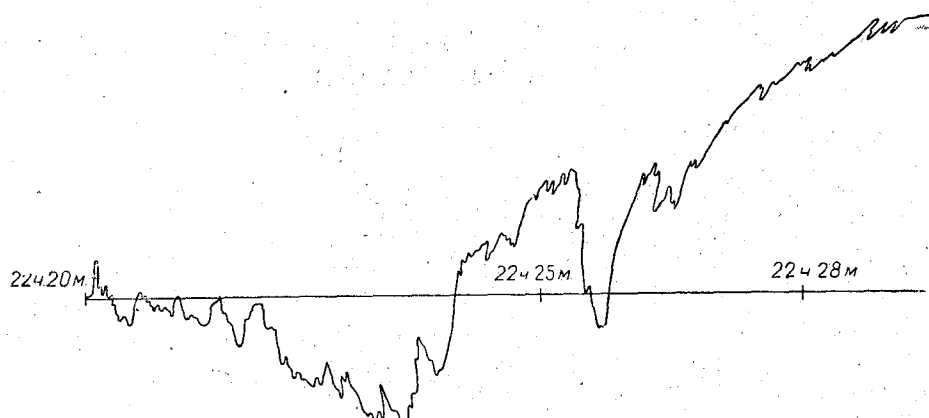


Рис. 1. Запись по прибору суммарного тока осадков.

ченные в 1958 и 1959 гг. Были измерены заряды осадков нескольких десятков случаев дождей (суммарная длительность измерений составляет 700 минут). Результаты измерений представлены в табл. 1.

Из рассмотрения табл. 1 следует, что общая сумма отрезков времени, в течение которых выпадают положительно заряженные осадки, больше, чем сумма отрезков времени, когда выпадают отрицательно заряженные осадки.

Таблица 1

Год	Атмосферные явления	Продолжительность наблюдения t сек.		Суммарный заряд осадков Q эл. ст. ед. $\times 10^4$		t_+/t_-	Q_+/Q_-
1958	Ливень Ливень с грозой	12 050	9 335	88	89	1,3	1,0
		830	500	5,7	22	1,7	2,6
1959	Ливень Ливень с грозой	8 499	5 241	42	26	1,6	1,6
		3 043	2 330	16	16	1,3	1,0
Среднее	Ливень Ливень с грозой	20 549	14 576	129	115	1,4	1,1
		3 873	2 830	22	18	1,4	1,2

Отношение этих величин как для ливневых дождей, так и для гроз с ливнями является более или менее постоянным. Так, значения отношения $\frac{t_+}{t_-}$ за рассматриваемый интервал отличаются лишь на 23%.

Для гроз различие достигает 30%. Отклонения от среднего значения составляют для ливней 12% и для гроз 18%.

Для сравнения в таблице приведены другие характеристики электризации осадков: суммы приносимых осадками положительных и отрицательных зарядов и их отношение $\frac{Q_+}{Q_-}$. Значения отношения $\frac{Q_+}{Q_-}$ колеблются для ливней почти в 2 раза, а для гроз в 2,6 раза. Отклонение от средней величины для ливней составляет 31% и для гроз 54%.

Как видно из сравнения характеристик $\frac{t_+}{t_-}$ и $\frac{Q_+}{Q_-}$, последняя подвержена большим изменениям.

Выводы

1. Общая сумма отрезков времени, в течение которых выпадают положительно заряженные осадки, больше, чем сумма отрезков времени, когда выпадают отрицательно заряженные осадки. Этот вывод остается справедливым как для ливней, так и для гроз.

Можно предположить, что в грубом приближении интервалы времени, в течение которых наблюдаются осадки, заряженные тем или иным знаком, пропорциональны линейным размерам облачных зон с тем или иным объемным зарядом, откуда эти осадки выпадают. В умеренных широтах, как видно, например, из радиолокационных измерений, проведенных в районе Москвы, наиболее вероятная повторяемость скоростей движения очагов ливней и гроз составляет около 30 км, а средняя — около 50 км. Однако результаты измерений суммарного тока ливневых осадков показывают, что в среднем интервал времени, когда наблюдаются заряды лишь одного знака, составляет около 5 минут. Следовательно, и линейные размеры нижней части облака с объемным зарядом одного знака составляют 2,5—4,2 км.

Поскольку величина отношения продолжительностей выпадения осадков с зарядами разных знаков для ливней и гроз составляет 1,4, то линейные размеры областей в облаке, где находятся отрицательные объемные заряды, относятся к линейным размерам областей, где расположены положительные объемные заряды (с учетом зеркального эффекта), как 1:1,4.

Отношение площадей, занимаемых этими объемными зарядами, таким образом, составляет $\frac{S_-}{S_+} = 1:2$.

Сумма приносимых осадками положительных зарядов больше, чем отрицательных. Этот результат согласуется с обычно приводимыми в литературе результатами [9].

В отдельные годы отношение $\frac{Q_+}{Q_-}$ подвержено сильным колебаниям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Simpson G. C. and Scrase F. J. The distribution of electricity in thunderclouds. Proc. Roy. Soc. A, 161, 309, 1937.
2. Simpson G. C. and Robinson G. D. The distribution of electricity in thunderclouds. II. Proc. Roy. Soc. A, 177, 281, 1941.
3. Kuettnner J. The electrical and meteorological conditions inside thunderclouds. Journ. Meteorol. 7, No. 5, 322, 1950.
4. Simpson G. C. Atmospheric electricity during disturbed weather. Terr. Magn. and. Atm. El., No 1, 27, 1948.
5. Whipple F. J. W. and Scrase F. J. Point discharge in the electric field of the earth. Meteorol. Office Geophys. Memoirs, No. 68, 1936.
6. Chalmers J. A. The origin of the electric charge of rain. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. 77, No. 322, 249, 1951.
7. Wornell T. W. Atmospheric electricity; some recent trends and problems. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. 79, 3, 1953.
8. Колоколов В. П., Огороднов Д. Е. Применение прибора напряженности поля для измерения тока осадков. Труды ГГО, вып. 58(120), 1956.
9. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. 1949.

влияние атмосферного электричества на ток Земли. В 1957 г. на т/х «Обь» в течение января-февраля 1957 г. были проведены измерения электрического поля. В результате измерений получены данные о зависимости электрического поля от скорости ветра. В работе предложена формула, связывающая величину электрического поля с скоростью ветра. Формула имеет вид: $E = kV$, где E — величина электрического поля, V — скорость ветра, k — коэффициент пропорциональности. Коэффициент k зависит от типа облачности и степени покрытия небосвода облаками. Получена экспериментальная формула, связывающая величину электрического поля с скоростью ветра для ясных и пасмурных дней.

Т. В. ЛОБОДИН

МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА АТМОСФЕРЫ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ НАД ОКЕАНАМИ ВО ВРЕМЯ МГГ

Дается 3 меридиональных разреза градиента потенциала атмосферы по наблюдениям во время МГГ, а также построен меридиональный разрез градиента потенциала для земного шара. Предложена схема, объясняющая меридиональный разрез градиента потенциала. По материалу за 80 дней наблюдений над океанами исследовалась зависимость градиента потенциала от типа облачности и степени покрытия небосвода облаками. Получена экспериментальная формула, связывающая величину градиента потенциала со скоростью ветра для ясных и пасмурных дней.

Работа проведена в соответствии с программой измерений элементов атмосферного электричества во время Международного геофизического года [1].

Измерения производились на т/х «Михаил Калинин» в январе—феврале 1959 г. во время плавания в Индийском и Атлантическом океанах по маршруту Мирный—Кейптаун—Дакар—Рига. Регистрация градиента потенциала производилась в интервалах широт 66° ю.— 56° с. и охватывала долготы от 90° в. до 20° з.

Измерение градиента потенциала велось при помощи электростатического флюксметра системы ГГО [2].

В качестве самописца применялся трехпозиционный электронный потенциометр ЭПП-09.

Приведение показаний прибора к равнине производилось непосредственным методом.

Коэффициент редукции получился равным 0,7.

Кроме выявления широтного и суточного хода градиента потенциала E , а также унитарной вариации, исследовалась количественная зависимость E от типа облачности и степени покрытия облаками небосвода. Получена экспериментальная формула, связывающая E со скоростью ветра для нормальных и пасмурных дней. Унитарная вариация выявлена по 9 «нормальным» дням.¹ Для построения меридиональных разрезов градиента потенциала, а также для сопоставления его изменений с метеорологическими характеристиками использован материал наблюдений на т/х «Кооперация» в ноябре—декабре 1957 г., а также на д/э «Обь» в декабре 1958 г. Наблюдения на д/э «Обь» проведены Б. И. Гуляевым. В общей сложности использован материал за 80 дней наблюдений над океанами.

¹ Термин «нормальные» дни означает, что в день измерения отсутствуют условия, вызывающие локальные изменения поля (нет осадков, облаков нижнего яруса и т. д.).

Широтный ход и унитарная вариация градиента потенциала

Методы выделения унитарной вариации описаны в работах [3], [4], [5]. В континентальных условиях выявление унитарной вариации даже в ясные дни встречает значительные трудности, так как на основной суточный ход E накладываются порой нерегулярно изменяющиеся вариации градиента потенциала, связанные с суточным ходом объемных зарядов и проводимости. Если суточные вариации E , связанные с изменениями проводимости, могут составлять $\sim 100\%$ среднесуточного значения, то объемный заряд может в десятки и даже сотни раз изменить величину градиента потенциала (во время гроз, а также снежных и песчаных бурь).

При измерениях над океаном проводимость и объемные заряды мало изменяются в течение суток, поэтому вариациями градиента потен-

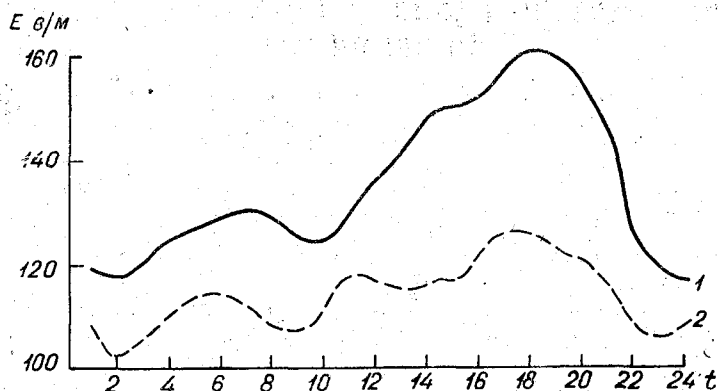


Рис. 1. Суточный ход градиента потенциала.
1 — гринвичское, 2 — местное.

циала, обусловленными суточным ходом указанных величин, можно пренебречь и таким образом выделить унитарную вариацию. На рис. 1 представлен суточный ход E по гринвичскому времени, построенный по 9 нормальным дням (кривая 1). Кривая сглажена по формуле $\frac{a+2b+c}{4}$, где b , a и c — значения градиента потенциала соответственно за данный, предыдущий и последующий часы.

Как видно из рисунка, максимальное значение E наблюдается в 18—20 часов, а минимальное — в 1 и 10 часов. Таким образом, унитарная волна выражена довольно четко.

Суточный ход E для всех дней по местному времени дает кривая 2. Для этого случая, построенного по данным 27 дней, среднее значение $E = 114$ в/м.

Суточный ход градиента потенциала, построенный по данным всех дней, повторяет в общих чертах ход E для ясных дней, отличаясь от последнего лишь средними значениями и сдвигом максимума к 18 часам. Кроме этого, амплитуды экстремальных значений для всех дней уменьшены и затуханы нерегулярным суточным ходом облачности. Одинаковый характер суточных ходов, представленных на рис. 1, объясняется тем, что основная часть измерений градиента потенциала проводилась вблизи Гринвичского меридиана. Полученный результат хорошо согласуется с данными, полученными на т/х «Кооперация» [6]. Измерения проводились в основном восточнее Гринвичского меридиана,

и экстремальные значения градиента потенциала в суточном ходе, построенном по местному времени, оказались сдвинутыми к более поздним часам. Это говорит о том, что основной причиной суточного хода над океанами являются унитарные изменения.

Небольшое число нормальных дней во время плавания на т/х «Михаил Калинин» не позволило провести детализацию меридионального разреза градиента потенциала по всему маршруту. Однако результаты, полученные нами в приэкваториальной зоне, представляют определенный интерес с точки зрения проверки существования пика E , отмеченного ранее в районе 15° ю. ш. [6].

Меридиональный разрез градиента потенциала дан на рис. 2. Кривые 1 и 3 получены по данным наблюдений соответственно на т/х «Михаил Калинин» и «Кооперация» с учетом коэффициента редукции.

Кривая 2 получена по данным наблюдений на д/э «Обь» без учета

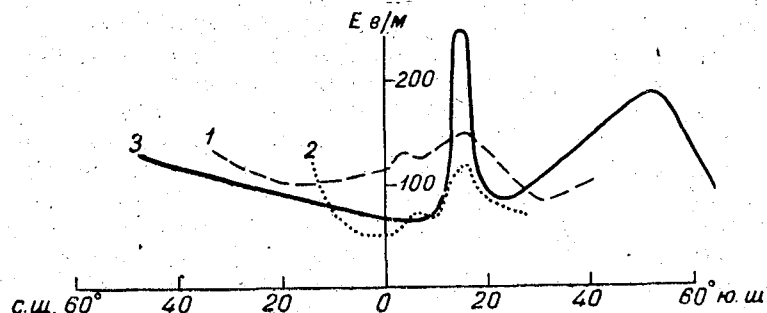


Рис. 2. Меридиональный разрез градиента потенциала по наблюдениям над океанами в период МГГ.

коэффициента редукции. Таким образом, значения E для кривой 2 являются относительными.

Из рис. 2 видно, что градиент потенциала убывает от 40-х широт обоих полушарий к экватору. Однако в районе $10-20^\circ$ ю. ш. регулярно наблюдаются аномально большие положительные значения, которые не могут быть объяснены метеорологической обстановкой.

Действительно, измерения градиента потенциала в указанном районе производились на т/х «Кооперация» при облачности среднего и верхнего ярусов, не превышающей 6—7 баллов, на д/э «Обь» при облачности верхнего яруса до 4 баллов и при облачности нижнего яруса не более двух баллов и на т/х «Михаил Калинин» при облачности среднего яруса до 5 баллов и при облачности нижнего яруса до двух баллов. По-видимому, значительное увеличение градиента потенциала в зоне широтного максимума грозовой активности на земном шаре можно объяснить тем, что в этом районе происходит усиленный обмен зарядами между землей и атмосферой. При этом в результате преобладания числа отрицательных грозовых разрядов над положительными земля получает отрицательный заряд. Таким образом, в воздухе остается некоторый нескомпенсированный положительный заряд

$$Q = \int_S K dS \int_h^H \rho_n dz;$$

где S — площадь, охваченная грозами, ρ_n — плотность объемного заряда на высоте z , h и H — нижняя и верхняя границы расположения объемных зарядов, K — коэффициент пропорциональности. Этот заряд

и приводит, согласно уравнению Пуассона, к увеличению градиента потенциала.

Так как объяснение носит качественный характер, здесь не рассматривается увеличение тока проводимости в зоне с повышенными значениями E , приводящего к рассеиванию объемных зарядов.

Как известно [7], зона максимума грозовой активности на земном шаре перемещается в течение года от 20° с. ш. до 15° ю. ш. Это должно приводить к перемещению пика градиента потенциала в меридиональном разрезе. Ввиду того, что представленные на рис. 2 меридиональные разрезы были произведены в одно и то же время года, максимумы широтных пиков E , полученные во время всех трех рейсов, совпадают.

Используя данные работ [8], [9], [10], [11], а также работы, проведенные ГГО во время МГГ, можно построить меридиональный разрез градиента потенциала для всего земного шара (см. рис. 2). Градиент потенциала имеет максимальное значение у 50° широт, убывая как к экватору, так и к полюсам. О пике E , обнаруженном около 15° ю. ш., говорилось выше. Объяснение меридионального разреза градиента потенциала встречает значительные трудности; наблюдаемый ход градиента потенциала нельзя объяснить ни широтным ходом поверхностного заряда так как земля является хорошим проводником электричества, ни широтным ходом проводимости, так как интенсивность основного ионизатора атмосферы над океанами — космического излучения — уменьшается от полюсов к экватору, что должно было бы увеличивать E в зоне экватора. Можно предположить, что существует широтный ход объемных зарядов, вызывающий меридиональное изменение E .

Из рассмотрения меридионального разреза градиента потенциала следует, что его значения могут различаться в зависимости от широты места наблюдения, поэтому и средние величины, полученные некоторыми авторами для разных широт, различаются более чем на 50%.

Связь градиента потенциала с облачностью и со скоростью ветра

При наблюдениях над однородной поверхностью океана хорошо проявляется действие облачности, которая обуславливает нерегулярные вариации градиента потенциала. Для отыскания качественной и количественной зависимости градиента потенциала от типа облачности и степени покрытия облаками небосвода использован материал 80 дней наблюдений трех упомянутых выше рейсов.

Изучение этого вопроса приводит к следующим выводам:

① облака верхнего и среднего ярусов практически не влияют на величину градиента потенциала;

② облака нижнего яруса уменьшают E .

В зависимости от степени покрытия небосвода это уменьшение может достигать 30% величины градиента потенциала, полученной в ясные дни. При этом Sc op больше понижают E , чем Sc trans.

В табл. 1 приведено сопоставление величины градиента потенциала со степенью покрытия небосвода слоистокучевой облачностью без разделения на Sc op и Sc trans.

Таблица 1

Степень покрытия небосвода (баллы)	E в/м	Число часов
0—1	136	570
2—8	118	64
9—10	93	200

Из табл. 1 видно, что наличие облачности нижнего яруса уменьшает значение градиента потенциала на 32%.

Изучение связи градиента потенциала со скоростью ветра показало, что эта связь косвенная и обусловлена тем, что увеличение скорости ветра вызывает обогащение приземного слоя воздуха мелкими водяными частицами. Наличие последних смещает спектр ионов в сторону более тяжелых и этим уменьшает электропроводность воздуха, что и приводит к увеличению градиента потенциала.

Зависимость E от скорости ветра представлена на рис. 3 (кривая 1 для ясных дней, кривая 2 для пасмурных дней). Изучение зависимости

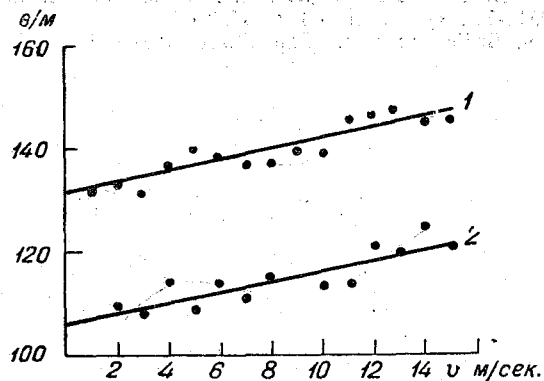


Рис. 3. Зависимость градиента потенциала от скорости ветра.

градиента потенциала от скорости ветра до 15 м/сек. позволяет вывести эмпирическую формулу, связывающую эти величины.

Эта формула может быть представлена в следующем виде:

$$E_v = E_0 \left(1 + K \frac{v}{E_0} \right),$$

где E_v — значение градиента потенциала при скорости ветра v , E_0 — значение градиента потенциала при скорости ветра $v=0$, K — коэффициент пропорциональности.

Удобно выражать E в вольтах на метр, а скорость ветра в метрах в секунду, тогда $K=1$ и имеет размерность в сек/м².

Таким образом, для большого числа измерений можно учесть изменения градиента потенциала, связанные с ветровым режимом. Изменения E в зависимости от скорости ветра как в ясные, так и в пасмурные дни одинаковы, это может быть объяснено тем, что причиной этих изменений являются водяные брызги, срывааемые ветром с поверхности воды. Средняя скорость ветра для ясных и пасмурных дней для рейса на т/х «Михаил Калинин» составляет 7 м/сек., поэтому приведенные к штиллю средние значения градиента потенциала для всех дней равны 107 в/м, а для ясных дней — 121 в/м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Программа измерений элементов атмосферного электричества на океанах. Информ. сб. комитета по проведению МГГ ГУГМС, № 4. 1957, стр. 100.
2. Имянитов И. М., Михайловская В. В., Зиганов Н. П. и Стрельцова М. Б. Прибор для измерения напряженности поля атмосферы в сложных метеорологических условиях. Известия АН СССР, серия геоф., № 9. 1956.
3. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеониздат. Л. 1949.

4. Имянитов И. М. Исследование электрического поля в атмосфере. Информ. сб. комитета по проведению МГГ ГУГМС, № 5. 1958.
5. Israel H. Recherches recentes en electricite atmospherique. La meteorologie. Juillet—Septembre. 1958.
6. Лободин Т. В. О широтном ходе градиента потенциала электрического поля атмосферы. Информ. сб. комитета по проведению МГГ ГУГМС, № 7. 1959.
7. Ramakrishnan K. P. and Rao D.S.V. Distribution of thunderstorms over the world. Indian Journal of meteorology and Geophysics, 1, 1955. p. 171.
8. Mauchly S. I. Studies in Atmospheric Electricity Based on Observations made on Carnegie 1915—1921. Researches of the Department of Terrestrial Magnetism. v. 5. 1926. pg 387.
- ✓ 9. Swerdrup H. U. Observation of the atmospheric-electric potential Gradient 1922—1925. Researches of the Department of Terrestrial Magnetism. v 6. 1927.
10. Герасименко В. И. Атмосферно-электрические исследования на мысе Челюскина в 1934-35 г. Труды АНИИ, т. 97. 1937.
11. Simpson G. S. British Antarctic Expedition 1910—1913. Meteorology, v 1, 1919. p. 302.

ПЛОТНОСТЬ ОБЪЕМНОГО ЗАРЯДА В СЕСТРОРЕЦКЕ

В Сестрорецке (около Ленинграда) в 1951 г. проводились систематические измерения плотности объемного заряда. Результаты этих измерений сопоставлены в статье с имевшимися до сих пор данными относительно плотности объемного заряда для других пунктов.

В общем комплексе атмосферноэлектрических характеристик объемные заряды занимают достаточно видное место, существенно влияя, например, на изменения электрического поля. Однако непосредственных и систематических измерений плотности объемного заряда ρ , охватывающих хотя бы годичный период, имеется мало; на территории СССР такие данные были получены только в двух пунктах; в Ленинграде (где наблюдения проводились в 1923-24 г.) и в Южно-Сахалинске (наблюдения 1934 г.). За последние двадцать лет нам неизвестно ни одной работы (не только отечественной, но и заграничной), в которой бы приводились результаты систематических измерений ρ . Имеются указания, что непрерывная регистрация ρ производилась в последние годы во Франции, но результаты обработки измерений опубликованы не были. В данной статье приводятся выводы из результатов измерений ρ , производившихся на станции Сестрорецкий Курорт.

Расположение станции и организация наблюдений

Биоклиматическая станция Сестрорецкий Курорт расположена в сосновом парке на северном побережье Финского залива. Расстояние до парка Лесотехнической академии, где в 1923-24 г. плотность объемного заряда ρ измерялась В. Н. Оболенским, составляет 25 км (рис. 1). Наблюдения в Сестрорецке проводились сначала в доме № 2 по Сосновой улице (август 1950 г. — июнь 1951 г.). Ватный фильтр был установлен на третьем этаже, у окна неотапливаемого служебного помещения. Забор воздуха осуществлялся через специальное отверстие в окне, обращенном на запад.

В июле 1951 г. установка была перенесена в другое здание (ул. Андреева, д. № 4), на 100 м к юго-западу, и смонтирована на втором этаже в отапливаемом помещении; окна комнаты были обращены на северо-запад. Наблюдения начались здесь 16 июля 1951 г. Указанные помещения расположены в 400 м к востоку от побережья Финского залива и отделены от него сосновым парком и линией железной дороги. Окружающие постройки дачного типа находились примерно на расстоянии 100 м друг от друга. Местность ровная. Почва преимущественно сухая, песчаная, без травостоя, покрытая сухой хвоей.

Плотность объемного заряда измерялась по методу Оболенского с помощью ватного фильтра, представляющего собой наполненный ватой изолированный металлический цилиндр, соединенный с чувстви-

тельным электрометром. Степень заполнения цилиндра ватой была подобрана экспериментально (фильтром задерживалось примерно 96% заряженных частиц, содержащихся в воздухе). Во время наблюдения через цилиндр просасывался воздух, расход которого (замеряемый ротаметром) составлял 30 л. в минуту. Потенциал цилиндра измерялся квадрантным электрометром Дозалека с чувствительностью от 500 до 700 делений на вольт. Длительность наблюдения составляла обычно 3 минуты, причем отсчеты производились ежеминутно. Перед каждым измерением делалась контрольная градуировка электрометра. Были приняты меры к исключению контактной разности потенциалов.

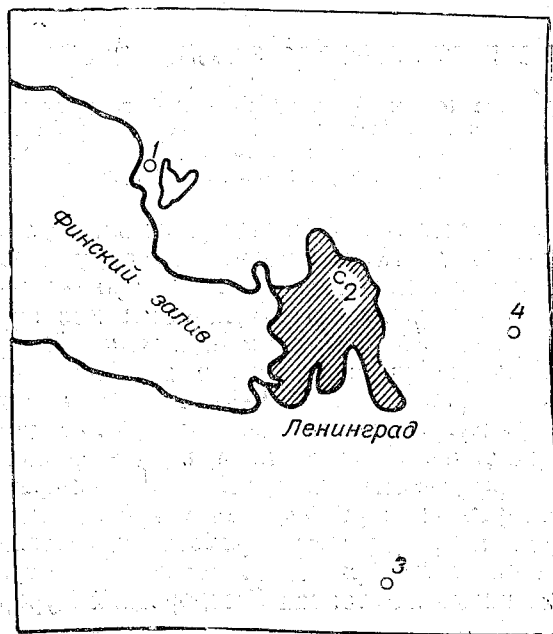


Рис. 1. Схема расположения пунктов, где производились атмосферноэлектрические измерения.
1 — Сестрорецк, 2 — Лесотехническая академия, 3 — Павловск (Слущк), 4 — Воейково.

При емкости системы фильтр — электрометр, равной 150 см, формула для вычисления плотности объемного заряда ρ по измеренной разности потенциалов $\Delta\varphi$ (в вольтах) и объему прососанного воздуха Φ (в литрах) принимает вид:

$$\rho = 500 \frac{\Delta\varphi}{\Phi} \text{ (эл. ст. ед./м}^3\text{)} = 1,04 \cdot 10^6 \frac{\Delta\varphi}{\Phi} \text{ (э. з./см}^3\text{)}.$$

Измерения ρ производились ежедневно в 6 ч. 40 м., 12 ч. 40 м и 18 ч. 40 м. по местному среднему солнечному времени специально обученными наблюдателями С. С. Николаевой и В. А. Малиновской. Всего за рассматриваемый период было сделано 1129 срочных измерений ρ ; в работе использованы данные с 1 января 1951 г. по 28 февраля 1952 г. Материалы за январь и февраль 1952 г. взяты в связи с длительным перерывом наблюдений по техническим причинам в январе 1951 г. и малым количеством ясных дней, не позволявшим достаточно полно охватить зимний период. Метеорологические наблюдения производились в 7, 13 и 19 часов на площадке станции, расположенной на берегу Финского залива.

Результаты наблюдений

Вследствие значительных расхождений даже средних величин ρ , полученных разными авторами и разными методами (точность которых до сих пор остается сравнительно низкой), в настоящее время следует обратиться прежде всего к выделению наиболее общих закономерностей, не связанных с какими-нибудь определенными возмущающими факторами, и к оценке локальных особенностей данного ряда измерений. Влияние метеорологических факторов должно быть рассмотрено отдельно, так как действие их оказывается почти всюду одинаковым.

Сопоставление имеющихся данных показывает, что, отвлекаясь от абсолютных значений ρ , в общих чертах наиболее однотипной характеристикой является годовой ход ρ . Для оценки местных особенностей пункта наблюдений весьма показательной может показаться зависимость ρ от направления ветра. В то же время зависимость ρ от скорости ветра и вообще от метеорологических факторов, которые сильно влияют на величину ρ , оказывается обычно одинаковой для различных пунктов (по крайней мере, качественно).

Годовой ход ρ . На рис. 2 вместе с результатами измерений в Сестрорецке представлены данные почти всех имеющихся годичных рядов для других пунктов. Следует заметить, что при вычислении средних месячных значений сильно возмущенные дни всегда исключались. Годовой ход ρ в разных местах и в различные годы, полученный с помощью различных приборов (табл. 1), всегда характеризуется пониженными значениями для полугодия май—октябрь и повышенными значениями для остальных месяцев (ноябрь—апрель).

Таблица 1

Номер кривой на рис. 2	Место наблюдений	Метод	Годы	Литература
1	Сестрорецк	Ватный фильтр	1951	—
2	Ленинград (Лесной)	То же	1923–24	[11]
3	Станфорд (Калифорния)	То же	1932–33	[6]
4	Мюнхен	Куб Томсона	1934–36	[10]
5	Потсдам	То же	1921–22	[8]
6	Южно-Сахалинск	То же	1934	[7]
7	Бандунг (о. Ява)	По концентрации ионов	1935–36	[9]

Максимальные средние месячные значения ρ приходятся на декабрь, январь или февраль, а минимальные — преимущественно на сентябрь или август. Исключительно резко сентябрьский минимум выражен на кривой 2, построенной по наблюдениям Оболенского в Ленинграде. По нашим наблюдениям сентябрьский минимум выражен также вполне отчетливо и приводит к отрицательным значениям ρ , хотя и не таким большим, как у Оболенского. Возможно, отрицательные значения ρ были не так велики вследствие того, что прибор в Сестрорецке установлен выше, чем при наблюдениях в Лесном. В Калифорнии измерения ρ проводились одновременно на двух уровнях: на 1 и 15 м [6]. На нижнем уровне также получился резкий минимум ρ в сентябре (кривая 3 на рис. 2), но среднее значение ρ , приближаясь к нулю, остается положительным (отрицательные средние значения ρ получились только для отдельных часов). Сентябрьский минимум ρ трудно назвать сезонным, так как он может наблюдаться даже в Южном полушарии (Бандунг; кривая 6) в совершенно отличных климатических условиях.

ческих условиях, где средние суточные температуры колеблются весь год примерно в пределах от $+20$ до $+30^\circ$.

Аналогичный годовой ход имеет градиент потенциала V' , минимальные средние месячные значения которого приходятся на летние месяцы

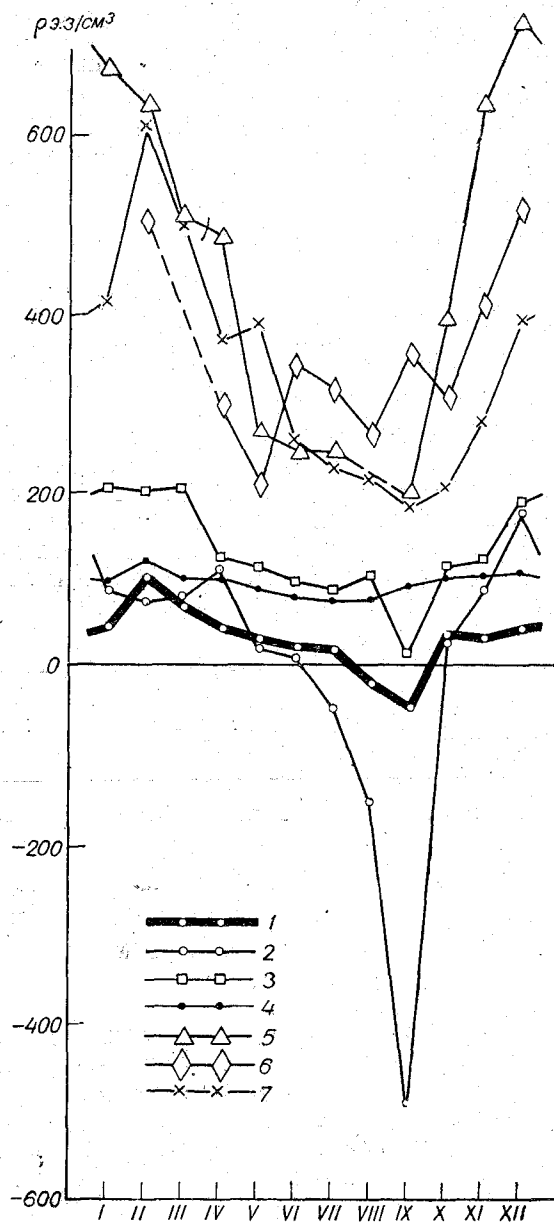


Рис. 2. Годовой ход плотности объемного заряда ρ .
1 — Сестрорецк, 2 — Ленинград (Лесной), 3 — Станфорд (Калифорния), 4 — Мюнхен, 5 — Потсдам, 6 — Южно-Сахалинск, 7 — Бандунг (о. Ява).

северного полушария, а максимальные значения — соответственно на зимние месяцы. Годовой ход проводимости λ противоположен ходу ρ ; встречающиеся в литературе объяснения хода λ повышенным или пониженным выделением радиоактивных эманаций из почвы в зависимости

от ее состояния (таяя, замерзшая) [5] не согласуются с существованием такого же хода в экваториальных областях. Правильное объяснение годового хода, очевидно, может быть найдено только вместе с объяснением хода всего комплекса характеристик V' , λ , ρ .

Средние годовые значения ρ , полученные разными методами, могут значительно отличаться друг от друга даже для близко расположенных пунктов. Так, по измерениям концентрации ионов в Павловске, которые проводились в 1935—1938 гг. один раз в сутки (за это время было сделано всего 695 измерений), среднее годовое значение $\bar{\rho}$ для данного срока (13 часов) оказалось равным 230 э. з/см^3 [3], что значительно превышает соответствующие величины, полученные для этого срока в Лесном ($\bar{\rho} = -112 \text{ э. з/см}^3$) и в Сестрорецке ($\bar{\rho} = 7 \text{ э. з/см}^3$ для всех дней, для ясных дней $\bar{\rho} = 34 \text{ э. з/см}^3$). Для двух последних пунктов, где наблюдения производились одним методом, разница в средних годовых значениях ρ значительно меньше. При осреднении по имеющимся трем срокам среднее годовое значение ρ в Сестрорецке получилось равным 10 э. з/см^3 для всех дней (для ясных дней $\rho = 29 \text{ э. з/см}^3$), для Лесного соответствующее значение $\rho = -4 \text{ э. з/см}^3$.

В отличие от годового хода, суточный ход $\bar{\rho}$ в различных местах носит более сложный характер, значительно отличаясь в ряде случаев от соответствующего хода V' из-за сильного влияния таких факторов, как суточный ход скорости ветра. Трехсрочные наблюдения, проводившиеся в Сестрорецке, не позволяют сделать достаточно определенных выводов о суточном ходе ρ . Можно лишь добавить, что заметная по средним значениям тенденция к повышению ρ в вечерние часы не согласуется с суточным ходом ρ в Лесном и других пунктах. Для Сестрорецка получились следующие средние годовые значения ρ (в числителе для всех дней, в знаменателе — для ясных дней: в 7 часов — $7/-3 \text{ э. з/см}^3$, в 13 часов $7/34 \text{ э. з/см}^3$, в 19 часов $30/57 \text{ э. з/см}^3$).

Зависимость ρ от направления ветра. Хотя измерения ρ производились большей частью вблизи городов, где могут иметься более или менее значительные локальные источники объемных зарядов, ни в одной из работ нет данных о зависимости измеренных значений ρ от направления ветра. При обработке результатов измерений ρ в Сестрорецке была произведена выборка значений ρ по четырем основным румбам (отдельно для каждого сезона) и подсчитаны соответствующие средние значения, зависимость которых от направления ветра представлена графически на рис. 3. Как видно из этого рисунка, во все сезоны года наименьшие абсолютные значения ρ соответствуют северным направлениям ветра. При восточном ветре осенью наблюдаются большие отрицательные значения. Наибольшие положительные величины ρ встречаются (в среднем) при южном направлении ветра зимой и летом, а осенью и весной — при западном направлении. Повышенные значения ρ при ветрах южного направления обусловлены, очевидно, положительными зарядами, поступающими в атмосферу от промышленных объектов г. Ленинграда; возможно, сказывается влияние и небольшого г. Сестрорецка, на северной окраине которого был расположен пункт наблюдений. Построенная Алликом роза зависимости V' от направления ветра (по наблюдениям в Павловске) наглядно показывает, что наибольшие средние значения V' наблюдаются там при северном ветре [1]. Так как повышенным значениям V' соответствуют обычно повышенные значения ρ , в Павловске можно ожидать повышения ρ не при южном ветре, как в Сестрорецке, а при северном. Это согласуется с расположением данных пунктов относительно Ленинграда (см. рис. 1). Причину очень

заметного снижения ρ осенью при восточном ветре установить пока не удалось.

Влияние отдельных метеорологических факторов. Зависимость величины ρ от осадков, по данным измерений в Сестрорецке, согласуется вообще с выводами, полученными ранее другими авторами. Во время дождей было сделано 72 измерения, причем среднее значение ρ оказалось отрицательным (-117 э. з/см³). Особенно низкие значения ρ получаются при сильных ливневых дождях (например, 18 июля 1951 г. среднее значение ρ за две минуты составляло -3700 э. з/см³), тогда как при мелком обложном дожде 17 июля $\rho = -240$ э. з/см³.

Однако, когда ливень сопровождался грозой (15 августа), наблюдались и большие положительные значения ρ , около $400-6000$ э. з/см³. При измерениях во время выпадения мокрого снега 3 января 1952 г.

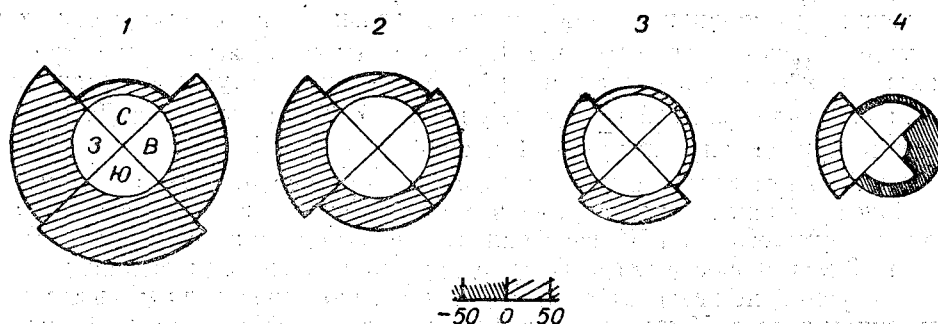


Рис. 3. Зависимость плотности объемного заряда ρ от направления ветра (Сестрорецк, 1951 г.).

1 — зима, 2 — весна, 3 — лето, 4 — осень.

ρ колебалось от -100 до -6000 э. з/см³. Вообще во время снегопадов среднее значение ρ (49 э. з/см³), полученное по данным 119 наблюдений, заметно превышает среднюю величину ρ для всех дней (10 э. з/см³).

Во время сильного града 28 сентября 1951 г. в отличие от данных Оболенского, ρ было положительным (1700 э. з/см³), но таких случаев очень мало. После прекращения осадков ρ принимает очень скоро значения, близкие к нормальным.

Таблица 2

	Температура t			Давление P			Абсолютная влажность, e	
	(t, ρ)	(t, λ)	(t, A)	(P, ρ)	(P, λ)	(P, A)	(e, ρ)	(e, λ)
Зима	+	+	-	+	-	+	+	+
Весна	-	+	-	-	-	-	+	+
Лето	+	+	+	-	-	-	-	+
Осень	+	+	-	+	-	-	-	+

Дополнительно была исследована зависимость ρ от температуры, абсолютной влажности и давления воздуха; аналогичные сопоставления по ряду атмосферноэлектрических элементов были сделаны раньше.

для Павловска (где плотность объемного заряда ρ не измерялась и было вычислено только среднее значение ρ по данным о концентрации ионов). Не приводя соответствующих графиков, ограничимся указанием знаков коэффициентов корреляции для отдельных пар элементов, сводка которых дана в табл. 2.

При составлении этой таблицы использованы также данные статей Аллика [2] и Меркуловой [4]; буквой A обозначен индекс радиевой активности. Связь ρ с какой-нибудь из выбранных метеорологических характеристик, более или менее определенно выраженная для одного сезона, может изменяться даже по знаку для другого сезона; нет достаточно определенного соответствия со знаками коэффициентов для λ и A . Очевидно, что подобные косвенные зависимости не могут иметь большого значения.

Выводы

1. Сопоставление данных измерений плотности объемного заряда в Сестрорецке с результатами наблюдений в других пунктах показывает, что наиболее общей и устойчивой характеристикой является годовой ход ρ , определяемый, вероятно, годовым изменением заряда земли (учитывая наличие аналогичного годового хода V'). Суточный ход ρ имеет менее закономерный характер; изменения ρ от срока к сроку в Сестрорецке не согласуются с данными ежечасных наблюдений в Лесном.

2. Для большинства имеющихся пунктов минимум годового хода наступает в сентябре, причем, по наблюдениям в Лесном и в Сестрорецке, соответствующие средние месячные значения ρ имеют отрицательный знак.

3. Наблюдения в Сестрорецке указывают на резко выраженную зависимость средних значений ρ от направления ветра, но полностью объяснить локальные источники объемных зарядов не удалось.

4. Данные измерений ρ при осадках согласуются с полученными ранее результатами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллик Р. А. Электрическое состояние атмосферы и воздушные массы. Труды ГГО, вып. 20. 1937.
2. Аллик Р. А. О связи электрического состояния атмосферы с некоторыми метеорологическими факторами. Труды ГГО, вып. 30. 1939.
3. Герасимова М. Н. Содержание малых и больших ионов в атмосферном воздухе по наблюдениям в Слуцке. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 5. 1941.
4. Меркулова Е. С. Радиоактивность воздуха и воздушные массы. Труды ГГО, вып. 20. 1947.
5. Оболенский В. Н. Курс метеорологии. ГМИ. Свердловск. 1944.
6. Brown J. G. The rôle of the space-charge in atmospheric electricity. *Terrestr. Magnetism and Atm. Electr.*, 38, N 3, 161—173. 1933.
7. Hatakeyama H., Hosi T. Observation of the space-charge electricity made at Toyohara, S. Karahuto (first report). *Journal of the Meteorolog. Soc. of Japan*, Sec. Ser., 14, N 4, 159—164, (15). 1936.
8. Kähler K. Die elektrische Raumladung der Atmosphäre in Potsdam. *Meteorologische Zeitschrift*, 44, N 1, 1—5. 1927.
9. Leckie A. J. Luftelektrische Messungen am Bosschallaboratorium der Technischen Hochschule in Bandoeng, Java. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 52, № 3/4, 280—333. 1938.
10. Lutz C. W. Aufzeichnung der elektrischen Raumladung der Luft, II. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 52, № 3/4, 344—376. 1938.
11. Obolensky W. N. Über elektrische Ladungen in der Atmosphäre. *Annalen der Physik*, vierte Folge, 77, 644—666. 1925.

К ВОПРОСУ ВЫДЕЛЕНИЯ УНИТАРНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСТВА

Унитарная вариация вертикального тока проводимости может быть выделена более четко, нежели унитарная вариация градиента потенциала. Коэффициент корреляции между суточным ходом вертикального тока на ряде станций и унитарной вариацией тока проводимости, измеренной над океанами, для большинства станций выше, чем коэффициенты корреляции для тех же станций между суточным ходом градиента потенциала на них и унитарной вариацией поля.

Как известно, градиент потенциала электрического поля в атмосфере (V') можно представить в виде суммы двух компонентов. Один компонент изменяется по мировому времени и вызван общей для всей земли причиной. Его изменения называют унитарной вариацией. Другой компонент изменяется по местному времени. Его изменения называют локальной вариацией.

Унитарная вариация V' может служить характеристикой тех процессов, которые вызывают ее (большинство исследователей склонны считать, что она вызывается грозовой деятельностью). Кроме того, унитарную вариацию V' необходимо знать для выделения суточных локальных вариаций V' . В связи с этим важно выделить ее с наименьшими погрешностями.

До сих пор в качестве суточной унитарной вариации V' принимают суточный ход V' , наблюдаемый над океанами, где электропроводность воздуха сравнительно мало меняется во времени (10—20%). Однако такое пренебрежение изменениями электропроводности воздуха (λ), вызывающими локальные изменения V' [1], дает лишь значение унитарной вариации V' в первом приближении.

В данной статье делается попытка показать, что для более точного определения унитарной вариации электрического поля атмосферы в целом можно пользоваться изменениями вертикального тока проводимости.

При постоянной электропроводности воздуха изменения вертикального тока проводимости точно следуют изменениям градиента потенциала.

В самом деле

$$\frac{di}{i} = \frac{d(\lambda V')}{\lambda V'} = \frac{dV'}{V'}. \quad (1)$$

Если электропроводность воздуха изменяется, то уравнение (1) следует записать так:

$$\frac{di}{i} = \frac{dV'}{V'} + \frac{d\lambda}{\lambda}.$$

Для стационарных условий (i — постоянно во времени во всей толще вертикального столба воздуха единичного сечения)

$$\frac{d\lambda}{\lambda} = -\frac{dV'}{V'}$$

т. е. изменения электропроводности в некотором объеме столба воздуха вызывают в нем противоположные по фазе и притом локальные изме-

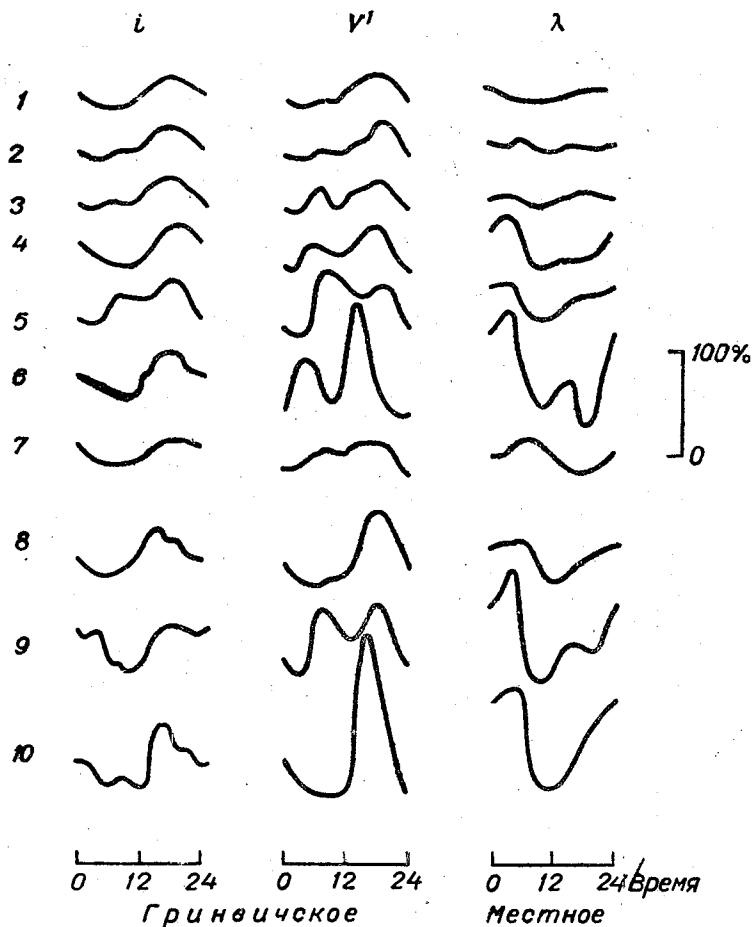


Рис. 1. Суточный ход вертикального тока проводимости (i), градиента потенциала (V') и суммарной электропроводности воздуха (λ).

нения градиента потенциала, тогда как i остается постоянным. Физически это можно понять из того положения, что на границах раздела областей с различными электропроводностями будут накапливаться заряды, которые и вызывают изменения V' .

Естественно, что и при нестационарном i изменения λ будут вызывать локальные изменения V' в противофазе.

Следовательно, для станций, где λ непостоянна, изменения V' включают в себя большую долю локальных вариаций, чем изменения i . В этом заключается преимущество исследований изменений i перед V' для более точного получения унитарных вариаций атмосферного электричества.

Для проверки этого заключения на рис. 1 приведен суточный ход i , V' , λ над океанами и для станций Воейково, Павловск, Ташкент и др.

В табл. 1 приведены коэффициенты корреляции между кривой суточного хода V' над океаном и кривыми суточного хода V' для отдельных станций. То же самое дано для i .

Таблица 1

Место наблюдений	Коэффициенты корреляции	
	i	V'
Океаны	1,00	1,00
Аляска	0,96	0,95
Воейково	0,89	0,77
Павловск	0,85	0,69
Ваннсдорф	0,72	0,59
Ташкент	0,91	0,39
Ватероо	0,92	0,66
Рапид-Сити	0,93	0,92
Давос	0,59	0,50
Гуанкайо	0,77	0,76
Среднее	0,84	0,68

Сравнение показывает, что кривые вертикального тока проводимости совпадают между собой лучше, чем кривые градиента потенциала. Коэффициент корреляции для них выше, чем для кривых V' . Но это может быть только в том случае, если доля унитарной вариации в суточном ходе i больше, а доля локальной вариации меньше, чем в суточном ходе V' .

Все это дает право сделать вывод, что изменения вертикального тока проводимости точнее отображают унитарные вариации атмосферного электричества, чем изменения градиента потенциала.

Между кривыми i имеются и некоторые различия (рис. 1), обусловленные суточным ходом объемных зарядов, не связанных с изменением электропроводности воздуха и в одинаковой мере влияющих на V' и i , исключение которых представляет пока большие трудности.

Автор выражает благодарность проф. П. Н. Тверскому за советы при выполнении работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеиздат. 1949.

ГРАДИЕНТ ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ИРКУТСКЕ И ЗУЕ В ПЕРИОД 1951—1959 гг.

На основании измерений, проведенных в Иркутске и Зуе в период 1951—1959 гг., получен суточный ход градиента потенциала и его изменений в течение года, а также его вековой ход.

Отмечается возрастание градиента потенциала в Иркутске по сравнению с его значением в Зуе, что связывается с загрязнением атмосферы в промышленном городе.

Закономерности изменения градиента потенциала электрического поля атмосферы для Иркутска и Зуя (30 км от Иркутска) изучены довольно подробно [2], [3], [4].

Целью настоящей статьи служит обобщение материала за более поздний период, а также сопоставление суточных и годовых изменений градиента потенциала, наблюдаемых в городе (Иркутск) и за чертой города (Зуй).

Использованы материалы наблюдений в Зуе (1951—1953 гг.) и в Иркутске (сентябрь 1957 г. — июнь 1959 г.), полученные с помощью электрографа Бенндорфа с радиоактивным коллектором и обработанные по общепринятой методике.

1. Суточный ход градиента потенциала и его изменения в течение года (рис. 1, табл. 1) аналогичны полученным ранее для Зуя [2] и других станций [1], [5]. Среднегодовая амплитуда суточного хода, выраженная в процентах от среднего, составляет в Иркутске по всем дням 52%, по нормальным дням 38%, а в Зуе соответственно 40 и 27%. На рис. 1 обращает на себя внимание высокое абсолютное значение амплитуды суточного хода в Иркутске. Это, по-видимому, связано с общим увеличением градиента потенциала в городе, а также с погрешностями в определении редукационного множителя.

Помимо характерной черты изменения суточного хода в течение года (смещение главного максимума на более поздние часы с приближением лета), следует отметить увеличение амплитуды суточного хода от зимы к лету. Так, в Иркутске за 1957—1959 гг. амплитуда суточного

хода, вычисляемая как $A = \frac{V'_{\max} - V'_{\min}}{V'_{\text{ср}}}$ по спокойным дням, зимой

равна 57—80%, а летом — 122—144%.

2. Годовой ход градиента потенциала для Зуя и Иркутска за рассматриваемый период приведен на рис. 2а. Характерной особенностью годового хода является его значительная амплитуда в городе. В Иркутске годовой ход градиента потенциала по всем и по нормальным дням составляет соответственно 183 и 144% среднегодового значения по сравнению с значениями 108% и 47% для Зуя. Это обстоятельство подмечено в работе [3] и может быть объяснено различием аэрозольного

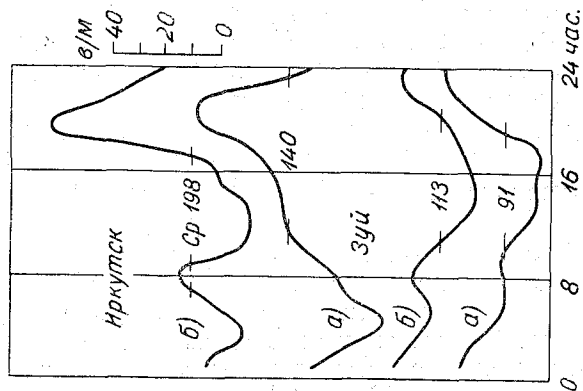


Рис. 1. Суточный ход градиента потенциала.

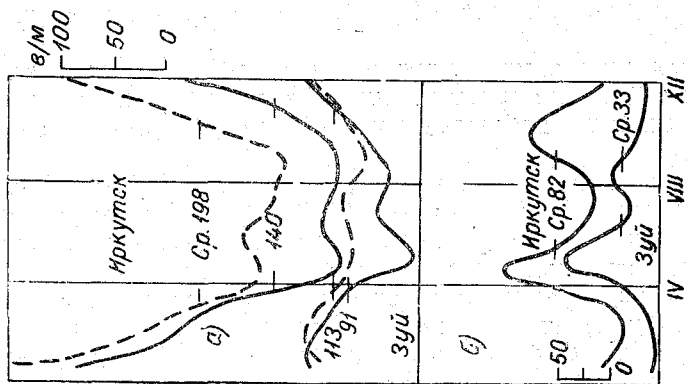


Рис. 2. Годовой ход градиента потенциала.

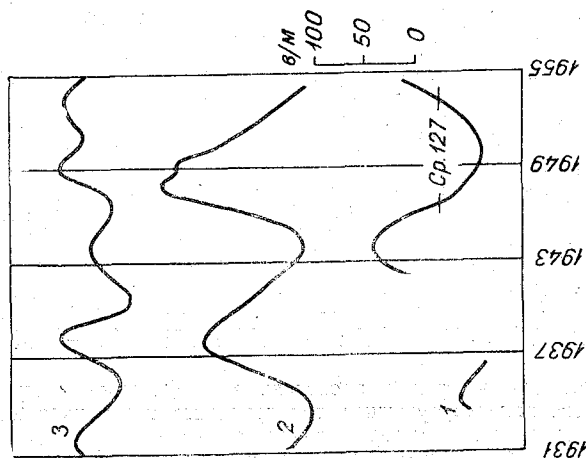


Рис. 3. Вековой ход градиента потенциала и солнечной и грозовой активности.

Таблица 1

Суточный ход градиента потенциала электрического поля атмосферы

Месяц	Часы (время среднесолнечное)												Среднее												
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12		12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24
3 уй (1951—1953 гг.)																									
I	153	153	144	139	129	136	128	126	137	142	134	117	119	114	112	116	113	122	142	152	165	160	156	157	136
II	129	122	111	146	138	144	144	121	126	130	128	132	128	142	100	117	114	187	186	176	170	188	164	168	142
III	150	159	147	136	133	124	125	121	126	130	128	117	104	104	118	125	126	128	154	166	178	177	168	165	138
IV	135	136	124	131	164	172	143	132	144	124	156	125	132	132	139	134	144	130	137	153	158	154	119	113	143
V	146	143	133	137	112	113	112	101	98	97	82	81	87	94	96	107	120	118	134	156	162	168	167	156	122
VI	154	161	157	139	127	114	125	132	120	109	107	116	127	131	143	143	146	110	150	163	165	169	150	126	136
VII	141	145	137	126	125	121	118	119	99	93	78	65	75	79	66	64	64	74	76	101	115	137	143	149	105
VIII	143	133	122	121	122	121	131	116	124	106	103	95	93	87	84	83	96	78	92	109	126	126	114	123	110
IX	54	58	50	58	53	52	67	72	71	56	22	28	16	28	33	15	21	35	24	32	20	48	51	52	42
X	60	57	61	57	60	52	70	75	45	59	56	44	39	38	42	34	25	26	27	44	33	41	44	56	49
XI	108	122	110	93	98	81	118	56	94	100	86	80	86	64	72	75	70	36	83	94	83	106	98	132	90
XII	92	90	91	95	95	97	93	92	87	75	75	66	65	67	67	56	60	62	63	60	72	78	89	89	78
Год	123	136	121	140	128	125	128	111	105	91	96	89	92	89	94	93	96	91	91	83	102	89	102	124	108
	64	55	71	62	62	69	63	68	69	65	62	57	55	58	46	63	58	50	53	54	74	76	74	64	62
	120	94	106	90	84	90	92	88	90	97	96	104	108	112	114	128	141	115	122	114	100	114	112	106	106
	76	76	74	64	70	60	68	58	59	68	67	56	53	52	50	52	52	32	47	64	77	70	66	62	62
	106	104	101	86	71	62	56	53	66	71	78	79	77	80	75	72	65	57	40	66	82	61	66	78	73
	91	88	88	89	62	61	70	77	85	80	80	70	61	56	72	75	80	90	82	100	99	117	103	95	82
	104	111	111	94	93	92	78	78	104	105	89	86	82	75	81	76	79	86	87	110	146	143	114	106	98
	135	136	123	122	111	97	133	111	96	124	117	109	111	111	107	108	103	103	119	120	141	138	147	158	120
	152	171	98	128	108	100	94	82	112	110	90	108	92	80	76	92	85	90	114	114	96	100	112	144	106
	108	103	101	92	74	69	47	53	94	93	130	141	136	122	118	108	75	53	86	62	74	66	91	110	92
	141	140	115	183	176	125	122	95	100	135	114	112	102	106	114	118	117	62	118	119	154	182	158	148	128
	106	105	102	98	90	88	91	89	88	90	86	79	77	78	77	77	75	74	84	93	101	106	107	110	91
	130	130	116	123	119	112	112	100	107	107	102	103	102	100	99	102	105	104	111	118	126	130	119	125	113

Нормальных дней нет

Месяц	Часы (время среднесолнечное местное)																								Средняя
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24	

Иркутск (1957—1959 гг.)

I	372	330	282	310	284	312	320	304	249	264	300	240	204	310	308	356	346	354	412	382	416	438	389	386	327
II	486	476	328	340	359	356	302	374	433	468	477	444	241	318	399	428	377	390	402	483	434	374	327	331	390
III	226	216	220	201	195	185	183	228	215	200	210	219	263	273	270	254	273	286	340	316	279	270	231	242	245
IV	286	192	178	174	153	152	160	167	160	179	240	226	216	199	201	197	199	228	256	276	271	225	212	182	205
V	205	198	214	211	214	262	263	253	256	219	256	225	224	209	244	216	216	222	348	318	270	238	253	256	240
VI	100	100	76	92	102	90	102	91	123	132	132	103	98	70	92	120	124	107	126	171	170	158	149	128	115
	73	57	65	55	63	74	61	74	38	54	36	97	105	117	110	139	112	125	193	273	191	155	131	102	105
	80	82	104	86	72	76	98	84	62	87	52	18	32	-1	30	30	23	27	66	80	114	110	118	99	68
	203	199	167	185	106	149	210	177	-	184	172	177	181	109	95	89	91	140	141	187	165	163	173	147	157
	76	59	62	48	38	92	67	108	106	89	103	81	86	78	70	79	85	76	92	119	144	146	100	80	87

Нормальных дней нет

VII	54	62	58	64	53	79	91	107	115	111	106	87	87	87	42	86	63	52	90	97	83	87	73	58	79
VIII	126	90	76	81	84	162	105	93	188	151	104	111	111	95	87	58	78	121	174	156	106	122	52	46	105
IX	46	42	39	23	31	31	36	37	79	90	96	94	85	75	103	92	87	97	121	125	108	98	42	61	73
X	62	89	108	92	71	125	146	175	161	131	78	87	84	106	112	115	127	127	169	196	160	155	111	105	120
XI	68	54	49	41	22	14	18	36	82	92	82	78	83	92	96	84	90	114	118	105	57	82	66	53	71
XII	75	70	86	41	87	105	131	206	234	178	50	75	60	47	58	67	75	75	93	116	150	178	206	94	117
Год	72	48	36	34	22	0	-13	22	77	92	125	134	116	124	132	123	134	134	150	134	112	92	85	76	94
	193	185	147	166	133	112	123	141	181	144	214	176	166	164	166	185	175	249	244	255	280	253	230	180	186
	70	96	104	83	90	83	83	78	106	122	142	166	200	184	190	182	184	162	156	127	120	104	91	85	84
	163	212	249	191	186	187	215	258	230	199	133	179	249	268	297	211	178	263	234	221	230	252	352	227	228
	203	224	224	205	188	186	178	186	150	188	194	194	217	212	214	188	220	248	211	214	236	272	269	217	209
	306	303	312	349	392	374	300	343	172	173	212	292	282	206	370	256	310	358	401	450	393	421	358	346	320
	138	126	119	113	104	103	111	121	127	137	148	137	141	142	146	149	152	154	178	178	176	173	152	139	140
	193	190	179	175	179	196	191	203	210	182	171	185	171	171	200	184	181	206	240	270	234	240	220	183	198

Примечание. В первой строке для каждого месяца приведен градиент потенциала по всем дням (в/м), во второй строке — градиент потенциала по нормальным дням (в/м).

состояния атмосферы городской и сельской местностей. Резкое увеличение амплитуды годового хода градиента потенциала в городе говорит, в частности, о значительной роли локальной составляющей в годовом ходе градиента потенциала, что находится в согласии с результатами работ [4] и [6].

Для характеристики степени возмущенности электрического поля на рис. 2б приведен годовой ход числа часов в месяц с отрицательным значением градиента. Как видно из этого рисунка, возмущенность электрического поля увеличивается весной и осенью.

3. Несмотря на сравнительно небольшой ряд наблюдений, можно обнаружить вековой ход градиента потенциала (рис. 3, кривая 1).

Таблица 2

Вековой ход градиента потенциала и грозовой активности

Элемент	1933	1934	1935	1936	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	Среднее
Градиент потенциала (спокойные дни) в/м	97	114	100	86	161	196	194	185	132	110	94	85	87	98	124	124	159	127
Число спокойных дней	51	53	41	25	27	45	41	37	37	31	38	34	29	15	29	15	8	—
Грозовая активность (число дней с грозой в год)	15	16	14	14	14	18	17	17	13	15	24	16	18	17	20	21	16	17

При выяснении векового хода использованы только среднегодовые значения градиента потенциала по нормальным дням для Зуя. На рис. 3 и в табл. 2 для сравнения приведены вековые изменения солнечной активности (кривая 3) и числа дней в году с грозой (кривая 2). Как известно, вековой ход градиента потенциала не коррелирует прямо с солнечной активностью; в отдельные периоды корреляция прямая, иногда — обратная.

В данном случае наблюдается участок векового хода градиента потенциала, находящийся в обратной корреляции с солнечной активностью. Ограниченность ряда наблюдений не позволяет делать какие-либо выводы на основании этой корреляции.

Что касается грозовой активности (годовое число дней с грозой), то обнаружить ее связь с рассматриваемыми величинами не представляется возможным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тверской П. Н. и Огороднов Д. Е. Некоторые выводы из наблюдений над электрическим полем атмосферы в пос. Воейково за три года (1948—1950 гг.). Труды ГГО, вып. 35. 1952.
2. Виноградов П. А. Градиент электрического потенциала в атмосфере по наблюдениям в Зуе за 1943—1950 гг. Труды ГГО, вып. 58. 1956.
3. Парамонов Н. А. Некоторые результаты наблюдений за градиентом электрического потенциала в атмосфере на территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. 58. 1956.
4. Парамонов Н. А. О годовом ходе градиента атмосферноэлектрического потенциала. ДАН, т. 71, № 1, 1950.
5. Зыкова В. В. Градиент электрического потенциала атмосферы в г. Южно-Сахалинске за 1933—1946 гг. Труды ГГО, вып. 58. 1956.
6. Кулагин Д. И. О годовом ходе градиента электрического потенциала атмосферы. Метеорология и гидрология, № 7, 1953.

К ВОПРОСУ О ПОГРЕШНОСТЯХ, ВНОСИМЫХ ЗАРЯДАМИ ЧАСТИЦ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ, В ИЗМЕРЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ КОЛЛЕКТОРНЫМ МЕТОДОМ

Параллельные измерения, проведенные с помощью коллектора, защищенного вместе с держателем экранирующей сеткой от действия поля атмосферы и незащищенного во время ливневых и грозовых осадков, показали, что влияние тока осадков на коллектор и разбрызгивание капель дождя на коллекторе, защищенном от поля, на точность измерения в большинстве случаев пренебрежимо мало.

Качество измерений градиента потенциала электрического поля атмосферы с помощью радиоактивного коллектора во время выпадения осадков считается вообще сомнительным [1], [2].

Это объясняется тем, что частицы осадков обычно заряжены электричеством и при падении на коллектор и поддерживающий его стер-

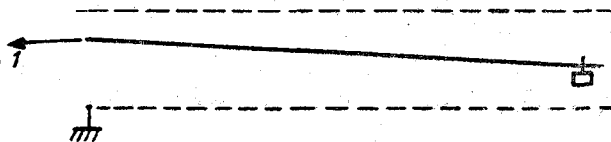


Рис. 1. Схема экранированного коллектора.
1 — к электрометру.

жень передают им свои заряды, а при отрывании — снимают, вследствие чего искажают результаты измерения электрического поля. Тем не менее коллекторный метод является наиболее распространенным, и в настоящее время в ряде пунктов земного шара накоплены материалы многолетних наблюдений, полученных этим методом.

Оценка предполагаемой погрешности, вносимой зарядами частиц осадков в эти измерения, имеет важное значение для использования материалов наблюдений во время выпадения осадков.

С этой целью нами проведены специальные наблюдения. Для этого были использованы два радиоактивных коллектора, один из которых экранировался от действия электрического поля, а второй находился под действием поля. Экранирование осуществлялось с помощью заземленной сеточной призмы (рис. 1), изготовленной из медной проволоки толщиной 1 мм. В центре призмы, в направлении большей оси, был помещен коллектор вместе с держателем. Размеры призмы: длина 146 см, ширина и высота по 22 см, а размеры ячеек сначала были равны 2,5 см, а потом для улучшения экранировки была изготовлена сетка с ячейками 1,5 см.

Длина выступающей части стержня для обоих коллекторов равнялась 140 см. Оба коллектора находились на высоте 2 м от поверхности земли. С целью уменьшения погрешности измерения, вносимой отрыванием капель дождя, стержни были установлены несколько наклонно по отношению к горизонтальной плоскости, вследствие чего капли отрывались в основном вблизи коллекторов. Регистрация градиента осуществлялась двумя электрографами Бенндорфа, из которых первый был соединен с коллектором, находящимся под действием электрического поля и зарядов осадков в случае дождя, а второй находился под действием только зарядов осадков. Чувствительность первого электрографа была в 4—5 раз меньше, чем чувствительность второго.

Ниже приводим результаты опытных наблюдений, проведенных в 1956—1958 гг. в лаборатории атмосферного электричества Тбилисского научно-исследовательского гидрометеорологического института.

Обозначения приняты следующие: V_1' — градиент потенциала электростатического поля, измеренный коллектором без экрана в вольтах, V_2' — градиент потенциала, измеренный экранированным коллектором в вольтах.

Результаты наблюдений

Сравнение записей вышеуказанных электрографов показало, что при спокойном электрическом поле электрограф, соединенный с экранированным коллектором, фиксирует ноль, т. е. поле экранируется удовлетворительно.

В табл. 1 даны максимальные величины V_1' и V_2' , количество осадков, атмосферные явления и отношение $\frac{V_2'}{V_1'}$ в процентах. На рис. 2—4 приведены копии записей обоих электрографов во время дождя, на которых периоды выпадения дождя заштрихованы, причем периоды с ливневым дождем отмечены двойной штриховкой. Приведенные данные показывают следующее.

1. Во время выпадения осадков, когда электрическое поле сильно нарушено и V_1' принимает большие значения, как положительные, так и отрицательные, часто превышающие пределы измерения электрографа (800—1200 в), V_2' имеет сравнительно небольшие значения. Так, максимальные значения V_2' в среднем не превышают 2,5% от V_1' .

2. Между изменениями V_1' и V_2' , с одной стороны, и количеством выпавших осадков, с другой, не обнаруживается прямой связи.

3. При рассмотрении рис. 3 видно, что V_2' так же, как и V_1' , при наличии дождевых облаков, но без выпадения дождя испытывает такие же колебания, как во время дождя.

4. Из рисунков видно, что V_1' и V_2' имеют почти всегда одинаковые направления, за исключением отдельных моментов во время ливневого дождя большой интенсивности, например, 13 июня 1956 г. (рис. 2), когда V_1' и V_2' в течение нескольких минут имели противоположные направления. Это можно объяснить расположением коллекторов, так как расстояние между ними достигает 4 м, и в случае сильно нарушенного поля величины градиента на таком расстоянии в отдельные моменты могут быть разными как по величине, так и по направлению.

Следует отметить, что 13 июня 1956 г. дождь сопровождался очень сильной грозой, при которой внутри павильона два раза произошли разряды между держателем коллектора без экрана и железной подставкой (незаземленной) другого прибора. Разряд сопровождался искрой и довольно сильным треском.

Полученные результаты указывают на то, что и те незначительные значения потенциала, измеренные экранированным коллектором, вызваны не зарядами осадков, а проникновением сильного электрического поля через сетку, т. е. неполной экранизацией поля. Это подтверждается

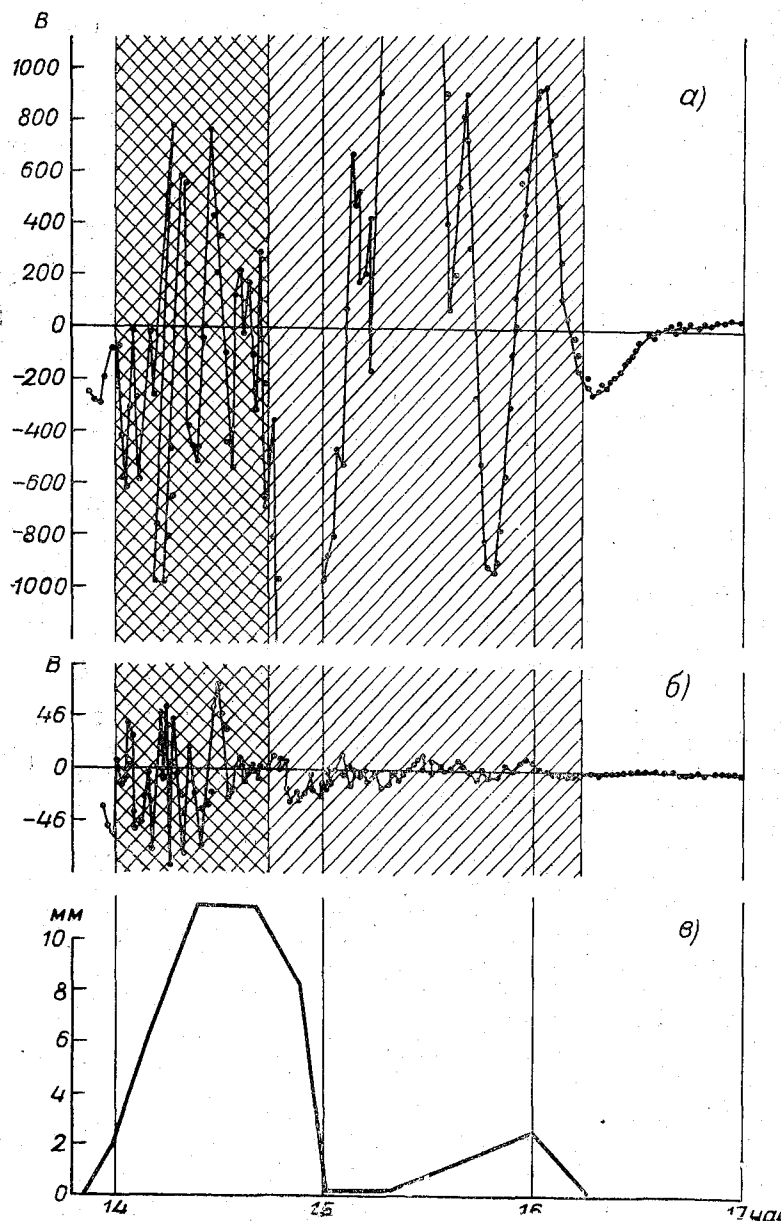


Рис. 2. Запись поля с коллектором без экрана (а), с экранированным коллектором (б) и количество осадков (в) 13 июня 1956 г.

и тем, что до мая 1957 г., когда размеры ячеек составляли 2,5 см, отклонения V_2' были более высокие, чем после, когда для улучшения экранировки была изготовлена более густая сетка с размерами ячеек 1,5 см (табл. 1).

Сравнительно более высокие отклонения V_2' 13 июня (рис. 2) во время сильного ливневого дождя, когда в продолжение 45 минут вы-

пало 39 мм осадков, могут быть вызваны разбрызгиванием крупных капель дождя, падавших на сетку, но и в этом случае максимальное значение V_2' не превышало 9% от V_1' .

Таким образом, погрешности, вносимые зарядами частиц атмосферных осадков в измерения электрического поля радиоактивным коллек-

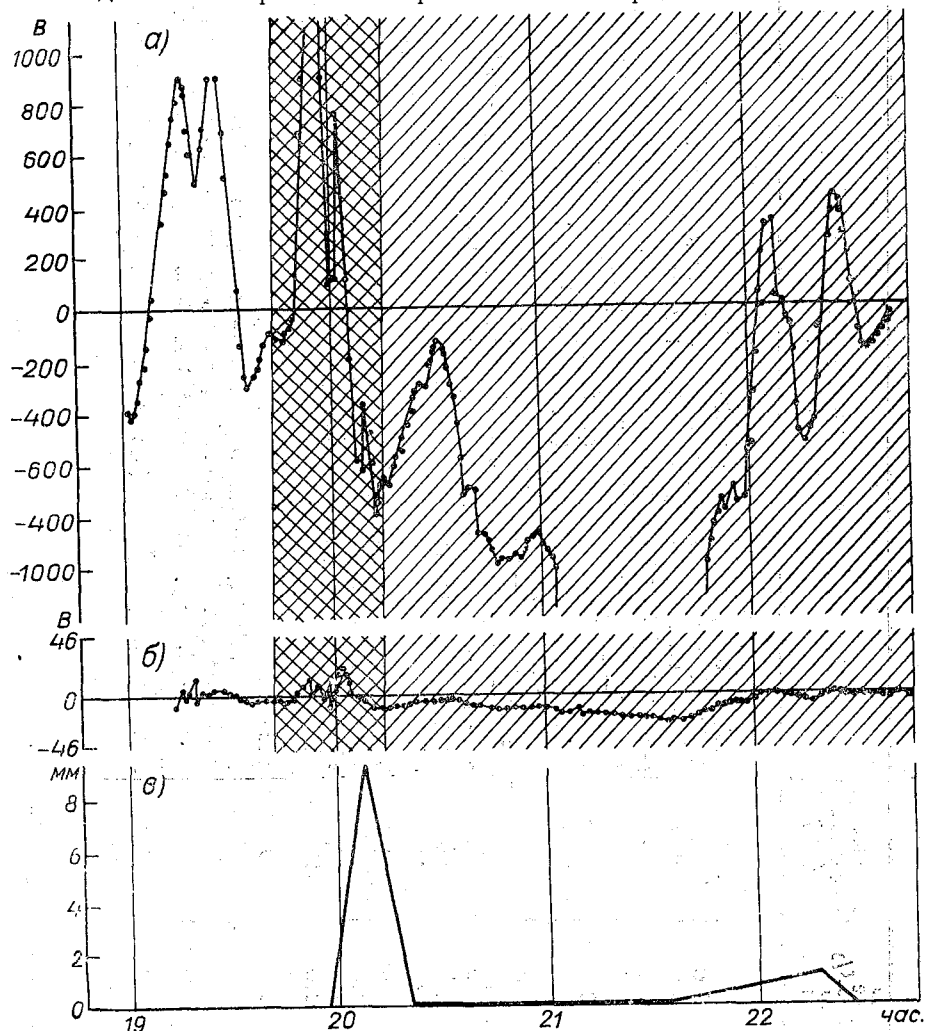


Рис. 3. 15 июня 1956 г. а — запись поля с коллектором без экрана; б — запись поля с экранированным коллектором; в — количество осадков.

тором, не обнаруживаются; по-видимому, они меньше точности измерения, если исключить нарушения работы прибора, вызываемые уносом отрывающимися каплями индуцированных на штанге коллектора зарядов [3]. Наклонное расположение штанги коллектора, показанное на рис. 2, позволяет устранить это влияние, локализуя точки отрыва капель на коллекторе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Angenheister G. Действие дождя на регистрацию градиента потенциала в атмосфере. Gött. Nachr. 1924.
2. Имянитов И. М. Приборы и методы для измерения электричества атмосферы. Изд-во технико-теоретической литературы. М. 1957.
3. Магопо С., Takahashi T. The electrification of antennae by snow and rain falls. Journ. Meteor. 16, 388. 1959.

Дата	$V'_{\text{макс}}$	$V'_{2\text{макс}}$	$\frac{V'_2 c_0}{V'_1}$	Количество осадков (мм)	А т м о с ф е р н ы е я в л е н и я	
1956 г.						
11/VI	1000	20	2,0	16,2	• $16^{1/4} - 16^{3/4}$, $18^{3/4} - 20^{1/4}$; ∇ $17^{3/4} - 18^{3/4}$;	
13/VI	>960	83	9,0	51,4	▲ 18 ; (K) $15^{3/4} - 18$, $18^{3/4} - 22^{3/4}$; K $18 - 18^{3/4}$; $17^{1/4} - 22^{3/4}$;	
					• $13^{1/2} - 14$, $14^{3/4} - 16^{1/4}$, $17^{3/4} - 18^{3/4}$; ∇ $14 - 14^{3/4}$;	
15/VI	>960	24	2,1	12,5	▲ 14 ; (K) $13^{3/4} - 14$, $15 - 16^{1/4}$; K $14 - 15$	
					∇ $19^{3/4} - 20^{1/4}$; ▲ ° 20 ; • $20^{1/4} \dots 22^{1/2}$; (K) $18^{1/4} - 20$, $20^{3/4} - 22^{3/4}$; K $20 - 20^{3/4}$;	
30/VI	900	7	0,8	3,0	• $1^{1/4} - 2^{1/2}$; $3^{1/4} - 4^{3/4}$; (K) $0^{3/4} - 7^{1/4}$	
15/VII	>960	35	3,6	12,0	∇ $16 - 16^{1/4}$; • $16^{1/4} - 17^{1/4}$; (K) $15^{1/2} - 16^{1/2}$	
7/VIII	>960	26	2,7	0,0	• ° $23 - 24$; ∇ $20^{3/4} - 23^{3/4}$	
25/VIII	620	14	2,0	—	(K) $14 - 15$, $16 - 16^{1/4}$	
1/IX	>900	48	5,3	43,6	(K) $18 - 24$; ∇ $18^{3/4} - 24$; • $21 - 21^{1/4}$, $23^{1/4} \dots 24$; ∇ $21^{1/4} - 22^{1/4}$	
2,3/IX	>900	35	3,9	35,7	• $18^{3/4} - 19^{1/4}$, $21^{1/4} - 7$; (K) $21^{1/2} - 1^{1/4}$; ∇ $19 - 1^{1/4}$	
24/XI	600	5	0,8	12,4	* $8^{1/4} - 19$; $\equiv$ $14^{1/4} - 24$	
9/XII	>1000	52	5,2	11,7	* $12^{1/2} - 17^{1/4}$	
1957 г.						
6/V	800	18	2,2	12,4	• $20^{1/4} - 21^{1/4}$, $21^{3/4} - 24$; ∇ $21^{1/4} - 21^{3/4}$; ∇ $20^{1/4} - 22^{1/4}$	
18/V	>900	22	2,5	3,1	• $15^{3/4} - 16^{3/4}$; (K) $13 - 17$	
26/V	800	17	2,1	6,5	• $15^{1/4}$, $16 - 17^{1/2}$; (K) $13^{1/2} - 16^{3/4}$	
47/X	213	0	0,0	14,3	• $0^{1/2} - 7$	
1958 г.						
28/III	>1200	8	0,7	9,8	* $16 - 22$	
1/V	>1200	15	1,2	11,4	∇ $18^{1/4} - 19^{3/4}$; ▲ ° $18^{1/2} \dots 19$; K $18^{1/2} - 19$; (K) $19 - 22^{1/2}$	
2/V	>1200	15	1,2	5,6	∇ $13 - 13^{1/4}$; ▲ $13 - 13^{1/4}$; (K) $12^{1/4} - 12^{3/4}$, $13^{1/4} - 14$; K $12^{3/4} - 13^{1/4}$; ∇ $12^{3/4} - 13^{1/4}$	
20/V	>1200	15	1,2	14,6	• $17^{3/4} - 18$, $18^{1/2} - 19$; ∇ $18 - 18^{1/2}$; ▲ ° $18 \dots 18^{1/2}$; (K) $17^{1/2} - 18^{1/4}$;	
					$- 18^{3/4}$; ∇ $18 - 21^{3/4}$	
26,27/V	>1300	30	2,3	27,8	• $19^{1/2} - 21^{1/4}$; $21^{1/2} - 1$; (K) $19 - 19^{1/2}$; $21^{1/4} - 0^{1/2}$; K $19^{1/2} - 21^{1/4}$	
Среднее	>930	24	2,5	15,2		

¹ Максимальное значение V'_1 было больше приведенного.

ПРИБОР ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОВОДИМОСТИ ВОЗДУХА У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Описывается полностью автоматизированная аппаратура для измерения проводимости воздуха, в которой используется аспирационный конденсатор, работающий по методу зарядки, и динамический электрометр. Дана теория прибора, оценивается погрешность измерений. Пределы измерений лежат в интервале от 0 до $100 \cdot 10^{-6}$ эл. ст. ед. проводимости. Время измерения проводимости одного знака составляет 10 минут. Диапазон измерений может быть расширен до 10^{-2} эл. ст. ед. проводимости, время измерения в этом случае может быть уменьшено до 1 минуты.

Введение

Измерения проводимости воздуха, ведущиеся у поверхности земли, требуют использования аппаратуры, пригодной для изучения нестационарных процессов в нестационарных условиях.

Исследования нестационарных процессов могут быть проведены с помощью малоинерционных приборов; исследования в нестационарных условиях, например во время морских экспедиций, связаны с необходимостью иметь аппаратуру, способную противостоять толчкам, вибрациям и воздействию плохой погоды. В то же время практика классических обсерваторских наблюдений требует использования прибора, позволяющего получать данные о проводимости как средние за промежутки времени, равные 1 часу. Особо следует отметить, что проведение обсерваторских наблюдений за проводимостью воздуха в ненарушенных условиях требует использования дистанционного прибора, позволяющего размещать приемную часть на площадке вдали от здания, в котором находится регистрирующая часть прибора. Возможность проведения дистанционных измерений является также существенной при экспедиционных исследованиях, например на кораблях.

Существующие приборы, как правило, не могут удовлетворить всем поставленным условиям [1]; не удовлетворяют этим условиям используемые в настоящий момент в ГГО установки Р. А. Аллика [2].

Целью работы, описываемой в настоящей статье, явилось создание прибора, пригодного для измерения как нестационарных, так и стационарных процессов, способного длительно и непрерывно работать и приспособленного для измерений в экспедиционных и других нестационарных условиях. Создание такого прибора стало особенно необходимым в связи с проведением МГГ.

Используя опыт, накопленный при работе с электростатическим флюксометром, разработанным в ГГО [5], и применяя флюксметр в качестве электрометра, удалось построить прибор для измерения проводимости, имеющий дистанционное управление, пригодный для перечисленных выше целей.

§ 1. Принцип действия и теория прибора для измерения проводимости

До настоящего времени на сети станций атмосферного электричества для измерения электрической проводимости воздуха применялись в основном приборы, работающие по методу рассеивающего тела [1], заключающемуся в том, что измеряется потеря заряда изолированным телом, зависящая от проводимости окружающего воздуха. Однако приборы, основанные на этом методе [3], требуют для измерения потенциала рассеивающего тела грубых по чувствительности электрометров, что приводит к увеличению времени измерения. Применение высокочувствительных электрометров недопустимо из-за сравнительно больших потенциалов тел рассеивания. Это и является существенным недостатком упомянутого выше метода измерения проводимости воздуха.

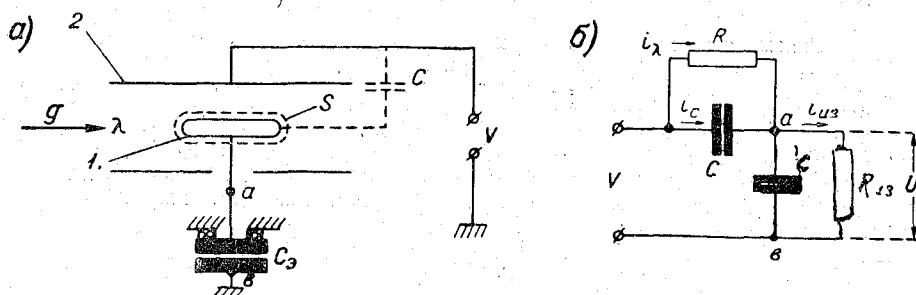


Рис. 1. Принципиальная схема измерения проводимости по методу заряда (а) и эквивалентная электрическая схема прибора проводимости (б).

В основу прибора для измерения проводимости, рассматриваемого в данной статье, положен метод зарядки, нашедший широкое применение в счетчиках ионов и ионных спектрометрах [1].

Сущность этого метода состоит в том, что измеряется заряд, накопленный изолированным металлическим телом, размещенным в искусственном электрическом поле. Величина этого заряда при наличии определенных условий зависит от полярной проводимости окружающего воздуха; измеряя изменение потенциала изолированного тела, можно определить величину проводимости.

Принципиальная схема прибора для измерения проводимости по методу заряда представлена на рис. 1.

Прибор состоит из наружного 2 и собирающего 1 электродов, образующих аспирационный конденсатор, и электрометра с емкостью C_3 . Через аспирационный конденсатор со скоростью g просасывается воздух с проводимостью λ . К наружному электроду приложен потенциал V , создающий электростатическое поле. Под действием этого поля ионы исследуемого воздуха, двигаясь к собирающему электроду, создают на нем заряд, пропорциональный проводимости, полярность которой совпадает со знаком потенциала наружного электрода.

Анализ схемы прибора, вывод расчетных формул, позволяющих вычислять полярную проводимость воздуха, весьма удобно проводить с помощью эквивалентной электрической схемы прибора (рис. 2). В этой схеме аспирационный конденсатор заменяется идеальной емкостью C , которая шунтируется сопротивлением воздуха R . Это сопротивление равно

$$R = \frac{1}{4\pi C \lambda_{\pm}}. \quad (1)$$

Сопротивление утечки по изоляции прибора выразим аналогично (1):

$$R_{из} = \frac{1}{4\pi C \lambda_{из}}, \quad (2)$$

где $\lambda_{из}$ — удельная проводимость по изоляции в пересчете на емкость C аспирационного конденсатора. Разность потенциалов U между точками a и b измеряется электрометром и зависит от проводимости.

Составим систему уравнений Кирхгофа для полученной эквивалентной схемы рис. 2:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dq_{\lambda}}{dt} + \frac{dq_c}{dt} &= \frac{dq_{\vartheta}}{dt} + \frac{dq_{из}}{dt} \\ \frac{1}{C} q_c + \frac{1}{C_{\vartheta}} q_{\vartheta} &= V \\ R \frac{dq_{\lambda}}{dt} &= \frac{1}{C} q_c \\ R_{из} \frac{dq_{из}}{dt} &= \frac{1}{C_{\vartheta}} q_{\vartheta} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Из этой системы (3) получаем дифференциальное уравнение, описывающее изменение потенциала на емкости C_{ϑ} , т. е. на входе электрометра, а именно:

$$R(C + C_{\vartheta}) \frac{dU}{dt} + \left(\frac{R}{R_{из}} + 1 \right) U = V. \quad (4)$$

Решая уравнение (4) и приняв во внимание формулы (1) и (2), а также то, что при $t=0$ потенциал собирающего электрода равен нулю, т. е. $U_t = 0$, находим следующее соотношение для полярной проводимости воздуха как функции от U :

$$\lambda_{\pm} = \frac{1}{4\pi t} \frac{C + C_{\vartheta}}{C} \ln \frac{V_{\pm}}{V_{\pm} - U_{\pm} \left(\frac{\lambda_{из}}{\lambda_{\pm}} + 1 \right)} - \lambda_{из}. \quad (5)$$

При измерении проводимости по методу заряда с применением электрометров с чисто емкостным входом сопротивление изоляции поддерживается обычно весьма высоким. В связи с этим, полагая, что $\lambda_{из} \ll \lambda$, формула (5) существенно упрощается:

$$\lambda_{\pm} = \frac{1}{4\pi t} \frac{C + C_{\vartheta}}{C} \ln \frac{V_{\pm}}{V_{\pm} - U_{\pm}}. \quad (6)$$

Полученная нами формула для расчета полярной проводимости воздуха выполняется при определенном соотношении электрических, аэродинамических и геометрических параметров аспирационного конденсатора и исследуемого воздуха. Эта зависимость устанавливается формулой [1]

$$g > \frac{2V_k}{(R^2 - r^2) \ln \frac{R}{r}}, \quad (7)$$

где g — скорость потока в аспирационном конденсаторе, l — длина собирающего электрода, R — радиус внешнего электрода, r — радиус собирающего электрода, k — максимальная подвижность ионов, встречающихся в воздухе у поверхности земли.

Таким образом, при измерении проводимости необходимо, чтобы скорость прососа воздуха через аспирационный конденсатор была не

ниже величины, получаемой из неравенства. Колебание этой скорости при осуществлении соотношения (7) на точность измерения не сказывается [1].

§ 2. Принципиальная схема прибора

Прибор состоит из следующих основных частей: приемного блока, пульта управления, соединительных кабелей. В комплект прибора включены также стабилизатор переменного тока, понижающий трансформатор, самописец и другие элементы.

Рассмотрим устройство основных частей прибора.

Приемный блок (рис. 2)

Этот блок конструктивно объединяет в себе цилиндрический аспирационный конденсатор и динамический электрометр, построенный на базе электростатического флюксометра.

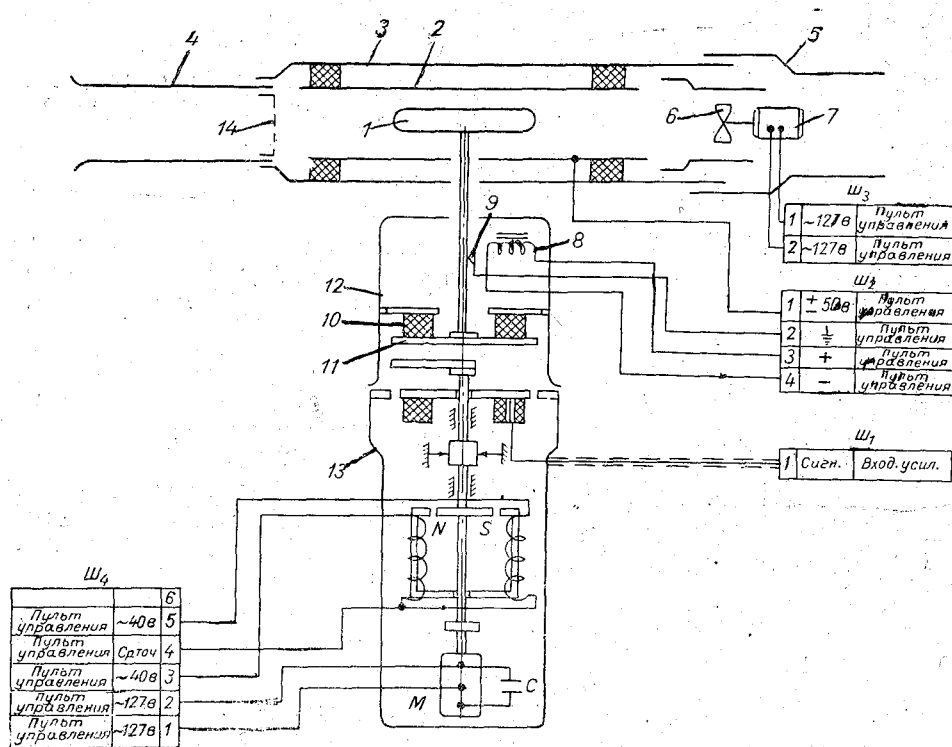


Рис. 2. Приемный блок прибора для измерения проводимости.

Аспирационный конденсатор состоит из собирающего электрода 1 и вспомогательного электрода 2 цилиндрической формы, на который подается постоянный потенциал $V = \pm 50$ в. Воздух в аспирационный конденсатор засасывается через входную трубу 4. В конце входной трубы перед аспирационным конденсатором на съемной оправе установлена металлическая сетка 14 электростатической защиты. Для прососа воздуха через аспирационный конденсатор служит вентилятор, укрепленный непосредственно на оси двигателя переменного тока 7. В свою очередь двигатель крепится непосредственно к выходному раструбу 5. К выходному раструбу подводится воздухоотводная труба.

Весь аспирационный конденсатор закрывается металлическим защитным кожухом 3.

Для измерения потенциала собирающего электрода служит динамический электрометр. В основу электрометра положен электростатический флюксометр 13, разработанный в Отделе атмосферного электричества ГГО [5].

Электростатический флюксометр модернизирован в электрометр путем введения измерительной головки. Измерительная головка состоит из приемной пластины 11, к которой с помощью стержня крепится собирающий электрод аспирационного конденсатора; приемная пластина с собирающим электродом установлена в корпусе 12 измерительной головки на трех цилиндрических изоляторах 10 из фторопласта. В верхнем отсеке корпуса измерительной головки размещен электромагнит 8 с контактным штырем 9, который служит для заземления собирающего электрода и подачи градуировочного потенциала на приемную пластину. Управление электромагнитом осуществляется дистанционно с пульта вручную и автоматически по специальной программе, о чем речь будет идти ниже. Останавливаясь на принципе действия и устройстве электростатического флюксометра в настоящей статье мы не будем, так как подобного рода приборы достаточно хорошо освещены в целом ряде работ [1].

Пульт управления (рис. 3)

Усилительное устройство пульта управления включает элементы электростатического флюксометра: трехкаскадный ламповый усилитель с трансформаторным выходом и синхронный детектор. Усилитель собран на лампах 6Ж7, 6С5 и 6П6. Сопротивление входа усилителя чисто емкостное, что значительно уменьшает зависимость показаний прибора от частоты вращения экрана. Со вторичной обмотки выходного трансформатора напряжение сигнала подается на синхронный детектор с линейной характеристикой, который представляет собой фазочувствительный мост. Двумя плечами его являются внутренние сопротивления каждой половины диода 6Х6, соединенные последовательно с обмотками электромагнитного генератора (рис. 2). Двумя другими плечами являются сопротивления по 2 ком. В диагонали моста помещен измерительный прибор (миллиамперметр) на 1,5 ма и сделаны выводы к клеммам для присоединения самописца.

Для поочередной подачи потенциалов на внешний электрод аспирационного конденсатора служит кулачковое коммутирующее устройство КМ, состоящее из трех кулачков с соответствующими контактными группами. Кулачки K_1 и K_2 осуществляют включение потенциала непосредственно на внешний электрод. Кулачковая группа K_3 предназначена для кратковременного заземления собирающего электрода с помощью подачи напряжения на электромагнит. Кулачковое устройство приводится во вращение двигателем переменного тока M_3 через редуктор. Потенциал для подачи на внешний электрод получается с помощью стабилизированного выпрямителя с заземленной средней точкой. Величина потенциала, снимаемого с выпрямителя, составляет ± 50 в относительно заземленной точке. В качестве выпрямителей используются полупроводниковые диоды типа ДГЦ-27, стабилизация напряжения осуществляется газовыми стабилизаторами СГ-5Б. Сопротивлениями R_{10} и R_{17} обеспечивается точная регулировка напряжения. Для проверки устойчивости работы прибора имеется схема градуировки. Эта схема состоит из клемм, к которым присоединяется батарея потенциометра R_{15} и клемм, куда подключается вольтметр постоянного тока.

Эта часть схемы при градуировке с помощью тумблера T_4 соединяется с контактом заземления, который на время градуировки прижат к стержню рассеивающего электрода.

Узел питания всего прибора состоит из силового трансформатора Tr_2 , лампы 5Ц4С, фильтра, состоящего из дросселя Dr_2 , емкости C_{15} и C_{16} , и стабиловольта СГ4С.

Для работы прибора требуется питание переменным током напряжением 127 в. Напряжение должно быть стабилизированное.

Полного описания конструкции прибора приводить здесь не будем, так как многие элементы описаны в работе [5]. Считаем необходимым только перечислить элементы, размещенные на передней и тыловой платах пульта управления. На передней плате пульта размещены следующие элементы: миллиамперметр, переменное сопротивление установки нуля, переменное сопротивление напряжения градуировки, тумблеры переключения на градуировку и перемены знака градуировочного напряжения, клеммы заземления

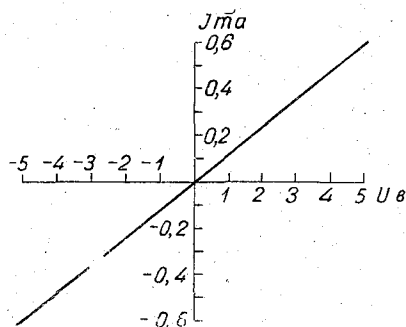


Рис. 4. Градуировочная характеристика динамического электрометра прибора проводимости.

самописца градуировки, вспомогательные тумблеры (сетевой, коммутатора, электромагнита заземления, двигателя вентилятора). На тыловой стороне пульта размещены разъемы для включения в сеть, для подачи питания на динамический электрометр, для подачи питания на двигатель вентилятора, для питания электромагнита заземления и разъем входа усилителя.

Оба блока соединены пятью кабелями длиной 10 м. Расстояние может быть увеличено без потери чувствительности до 20—30 м.

Градуировочная характеристика динамического электрометра по напряжению приведена на рис. 4. Как видно из графика, характеристика достаточно линейна. Электрометр имеет два предела чувствительности. На первом диапазоне его чувствительность составляет ± 15 в на всю шкалу. Второй диапазон обычно не используется. При максимальном сигнале ток в измерительном приборе на выходе составляет $\pm 1,5$ ма при внутреннем сопротивлении выходного прибора 2 ком. Переключение на вторую чувствительность позволяет расширить предел измерения в сторону больших проводимостей примерно на два порядка.

При первой чувствительности прибор позволяет измерять проводимость в диапазоне $0—100 \cdot 10^{-6}$ эл. ст. ед. Такие параметры прибора позволяют использовать в качестве регистратора многие стандартные самописцы и осциллографы, как, например, МСЩпр, ЭПП-09, МПО-2 и т. д.

§ 3. Погрешности измерения

При выводе основной расчетной формулы (6) мы исходили из того, что результат измерения по прибору является функцией проводимости воздуха.

Однако в уравнение (6), помимо основных величин (λ и U), входит еще ряд конструктивных и электрических параметров прибора (t , C , C_0 , V и S). Если бы эти параметры были всегда точно равны расчетным значениям и не изменялись в процессе эксплуатации, то результат измерения однозначно зависел бы от проводимости воздуха.

В действительности значения t , C , C_s , V и S могут отличаться от расчетных значений вследствие действия ряда побочных факторов, что приводит к возникновению частных погрешностей.

Погрешность прибора, возникающая за счет частных погрешностей, находится методом дифференцирования основного уравнения прибора (6).

В результате дифференцирования с предварительным логарифмированием формулы (6) получаем следующее выражение для относительной погрешности прибора:

$$\frac{\Delta\lambda}{\lambda} 100\% = -\gamma_t\% + \frac{C_s}{C+C_s} \gamma_{C_s}\% - \frac{C_s}{C+C_s} \gamma_C\% - \frac{U}{(V-U) \ln \frac{V}{V-U}} \gamma_V\% + \frac{U}{(V-U) \ln \frac{V}{V-U}} \gamma_S\%, \quad (8)$$

где $\Delta\lambda$ — абсолютная погрешность прибора в электростатических единицах, $\gamma_t\%$ — относительное изменение времени экспозиции, $\gamma_{C_s}\%$ — относительная погрешность измерения емкости электрометра C_s , $\gamma_C\%$ — относительная погрешность измерения емкости C собирающего электрода, $\gamma_V\%$ — отклонение потенциала наружного электрода от расчетного значения, $\gamma_S\%$ — погрешность электрометра за счет изменения чувствительности.

Вычисление общей погрешности прибора по формуле (8) возможно лишь тогда, когда известны значения частных погрешностей для конкретного прибора.

В случаях, когда частные погрешности носят случайный характер, вычисление общей погрешности осуществляется на базе математических методов теории вероятности.

Если полагать, что частные погрешности, входящие в выражение (8), случайны по своему характеру, то максимальное значение общей относительной погрешности будет равно среднеквадратичному из предельных значений частных относительных погрешностей:

$$\gamma_{\max}\% = \sqrt{[\gamma_t\%]^2 + \left[\frac{C_s}{C+C_s} \gamma_{C_s}\%\right]^2 + \left[\frac{C_s}{C+C_s} \gamma_C\%\right]^2 + \left[\frac{U}{(V-U) \ln \frac{V}{V-U}} \gamma_V\%\right]^2 + \left[\frac{U}{(V-U) \ln \frac{V}{V-U}} \gamma_S\%\right]^2}. \quad (9)$$

Рассмотрим, каковы могут быть причины и порядок величин относительных погрешностей, входящих в формулу (9).

Изменение времени экспозиции обусловливается неравномерностью хода временного устройства. В описываемом приборе в качестве временного устройства применен синхронный двигатель СД-2.

В связи с этим можно полагать, что изменения времени экспозиции в основном вызываются колебаниями частоты в сети переменного тока. Эти колебания частоты не превышают $\pm 1\%$ от 50 гц, поэтому и $\gamma_t\% = \pm 1\%$.

Емкости собирающего электрода и динамического электрометра (C и C_s) измеряются с помощью образцового конденсатора и электрометра. Такого рода измерения осуществляются с точностью до 1% , что позволяет принять $\gamma_{C_s}\% = \gamma_C\% = \pm 1\%$.

Потенциал на внешнем электроде поддерживается с точностью до $1,5\%$, что является обычной точностью стабилизации с помощью простых схем, собранных на стабилivolтах, поэтому $\gamma_V\% = \pm 1,5\%$.

Погрешность $\gamma_s \%$, связанная с изменением чувствительности динамического электрометра, является составной частью его инструментальной ошибки. Для того чтобы оценить эту погрешность, отметим одну особенность работы электростатического флюксметра в качестве динамического электрометра в описываемом приборе. Сползание нулевого показания будет сказываться только в той мере, в какой положение нуля уйдет за время экспозиции, т. е. за 10 мин. Но за столь малый интервал времени сползание составит незначительную величину, которой можно пренебречь. Поэтому если принять, что инструментальная ошибка флюксметра равна $\pm 5\%$ [5], $\pm 2\%$ которой, по данным той же работы, приходится на ошибку за счет дрейфа нуля, то ясно, что погрешность за счет изменения чувствительности будет равна $\gamma_s \% = \pm 3\%$.

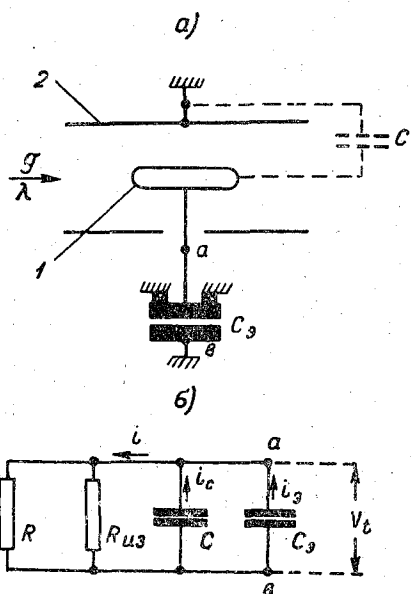


Рис. 5. Принципиальная схема измерения проводимости по методу разряда (а) и эквивалентная электрическая схема прибора проводимости (б).

Изложенные выше данные об отдельных погрешностях позволяют определить по формуле (9) максимальное значение приведенной среднеквадратичной ошибки. Рассматривается в качестве конкретного примера прибор со следующими данными: $C = 7$ см, $C + C_z = 47,3$ см, $V = 50$ в, $t = 555$ сек. и $U = 5$ в.

Несложный расчет по формуле (9) показывает, что величина среднеквадратичной ошибки прибора, которую мы называем инструментальной погрешностью прибора, не превышает $\gamma_{\max} \% = 4\%$.

Кроме рассмотренной инструментальной погрешности $\gamma_{\max} \%$, возможен еще ряд неучтенных нами ошибок измерения, вызванных следующими причинами: изменением изоляции собирающего электрода, эффектом частичного рассеивания заряда собирающим электродом и краевым эффектом.

Перейдем к анализу этих погрешностей.

При выводе формулы для расчета проводимости мы пренебрегли сопротивлением изоляции собирающего электрода, качество которой может явиться существенным источником ошибок измерения, особенно в условиях повышенной влажности и попадания капельной влаги на изоляторы. Для исключения ошибок, связанных с нарушением изоляции электродов, обычно поступают следующим образом: во-первых, улучшают качество самих изоляторов путем применения высокоизоляционных материалов и рациональных в этом отношении конструкций, во-вторых, вводят поправки на изоляцию, расчет которых производится с помощью формул или номограмм [1]. Конструктивных способов улучшения качества изоляторов мы здесь касаться не будем, так как этот вопрос достаточно подробно освещен в литературе [1]. Поэтому перейдем к выводу формул для вычисления поправок на изоляцию. Кроме того, произведем сравнение приборов, работающих по методу заряда и разряда, так как есть основания [1] полагать, что погрешность от изоляции при измерении проводимости зависит от того, какой метод применяется.

Для решения этих вопросов представим приемную часть прибора проводимости, работающего по методу разряда, в виде эквивалентной электрической схемы (рис. 5). Построение этой эквивалентной схемы производится так же, как и схемы, работающей по методу заряда.

Решая систему уравнений Кирхгофа, находим формулу для расчета проводимости воздуха по методу заряда.

Проведем сравнение погрешностей от изменения сопротивления изоляции для обоих методов:

Метод заряда

$$\lambda = \frac{1}{4\pi t} \frac{C + C_9}{C} \ln \frac{V}{V - U \left(\frac{\lambda_{из}}{\lambda} + 1 \right)} - \lambda_{из}.$$

Если $\lambda_{из} \ll \lambda$, получаем формулу (12),

$$\lambda' = \frac{1}{4\pi t} \frac{C + C_9}{C} \ln \frac{V}{V - U}.$$

Метод разряда

$$\lambda = \frac{1}{4\pi t} \frac{C + C_9}{C} \ln \frac{V}{V_t} - \lambda_{из}. \quad (10)$$

При $\lambda_{из} \ll \lambda$ получаем известную формулу [2].

$$\lambda' = \frac{1}{4\pi t} \frac{C + C_9}{C} \ln \frac{V}{V_t}.$$

Определим погрешности, которыми сопровождаются вычисления по формулам, не учитывающим сопротивление утечки по изоляции.

Абсолютные погрешности равны

$$\Delta\lambda = \lambda' - \lambda = -\frac{1}{4\pi t} \frac{C + C_9}{C} \ln \frac{V - U}{V - U \left(\frac{\lambda_{из}}{\lambda} + 1 \right)} + \lambda_{из}, \quad (11)$$

$$\Delta\lambda = \lambda' - \lambda = \lambda_{из}. \quad (12)$$

Сопоставляя погрешности за счет изоляции для обоих методов измерения, можно заключить, что утечка по изоляции занижает значение проводимости воздуха, измеренное методом заряда, и завышает показания прибора, работающего в режиме разряда.

Следует особо подчеркнуть, что при одинаковых условиях прибор, работающий по методу заряда, дает ошибку, меньшую, чем работающий по методу разряда.

Численный анализ формул (5), (6), (11) показал, что при удельной проводимости изоляции, не превышающей $\lambda_{из} = (10-20) \cdot 10^{-6}$ эл. ст. ед. величиной погрешности за счет ухудшения изоляции в диапазоне $\lambda = (10-300) \cdot 10^{-6}$ эл. ст. ед. можно пренебречь.

Эта особенность объясняется тем, что при изменении сопротивления изоляции $R_{из}$ происходит изменение тока таким образом, что уменьшение $R_{из}$ сопровождается возрастанием тока, который частично компенсирует подсадку измеряемой разности потенциалов между точками a и b эквивалентной схемы (рис. 1б). Компенсирующий рост тока гарантируется большой мощностью источника напряжения. $V = \text{const}$. При методе разряда в связи с тем, что $V \neq \text{const}$ и внутреннее сопротивление источника разности потенциалов равно бесконечности, компенсирующее действие тока при уменьшении $R_{из}$ не проявляется.

В выражение для вычисления погрешностей входит удельная проводимость $\lambda_{из}$ по изоляции, отнесенная к емкости C . Измерение этой величины производится по методу разряда, когда в трубе аспирационного конденсатора проводимость воздуха равна нулю.

На собирающий электрод подается заряд с известным в начале цикла потенциалом. Зная изменение потенциала собирающего электрода и остальные параметры устройства, проводимость изоляции можно вычислить по формуле

$$\lambda_{из} = \frac{1}{4\pi t} \frac{C + C_э}{C} \ln \frac{V}{V_t}, \quad (13)$$

где V — потенциал собирающего электрода при $t=0$, V_t — потенциал собирающего электрода в момент времени t .

Наряду с погрешностью, связанной с ухудшением качества изоляции собирающего электрода, прибор может давать заниженные значения проводимости за счет эффекта частичного рассеивания, накопленного собирающим электродом заряда с приемной пластины электрометра, на которой установлен электрод. Величина этой погрешности зависит от размеров поверхностей рассеивания, скорости обтекания последних воздухом и проводимости воздуха. Погрешность от вторичного рассеивания существенно уменьшается, если поместить приемную пластину электрометра в экранированную камеру небольшого объема. Ионы, содержащиеся в воздухе камеры, под действием электрического поля, создаваемого приемной пластиной за короткий промежуток времени, осадут на пластине и стенках камеры, в результате чего при дальнейшей работе прибора ошибка за счет рассеивания будет ничтожна. Это можно показать путем следующих простых рассуждений.

Величина погрешности будет определяться количеством ионов того или иного знака, возникающих в экранированной камере вследствие ионизации космическими лучами, радиоактивностью атмосферы и земли. Интенсивность ионизации за счет этих факторов составляет обычно 10 пар ион/см³сек. [6]. Если предположить, что все вновь образовавшиеся за 10 минут ионы осадут на приемную пластину, то потенциал системы собирающий электрод — приемная пластина изменится на $5 \cdot 10^{-5}$ в, что на несколько порядков меньше значения потенциала, которое приобретает собирающий электрод.

Следует отметить, что эта погрешность будет малой лишь в том случае, если содержание ионов в камере не будет восстанавливаться.

Для этого конструкция камеры должна обеспечить достаточно малый обмен воздуха камеры с окружающим пространством.

Существенным источником ошибок в приборах, основанных на методе заряда, может явиться краевой эффект [1], заключающийся в действии электрического поля аспирационного конденсатора на ионы при входе их в конденсатор. При методе зарядки поле вспомогательного электрода отталкивает ионы, знак заряда которых соответствует полярности измеряемой проводимости. Это приводит к значительному уменьшению измеряемой проводимости по сравнению с истинной. Ошибка в данном случае может достигать больших значений. Ошибка от краевого эффекта определяется конструктивными особенностями аспирационного конденсатора, величиной потенциала вспомогательного электрода и скоростью прососа воздуха. Варьируя этими величинами, можно добиться минимального влияния краевого эффекта на результат измерения.

Для борьбы с краевым эффектом применяется электростатическая защита, которая уменьшает отталкивающее поле вспомогательного электрода в приемной трубе аспирационного конденсатора. Отметим,

что в описываемом приборе защита Свана не применяется в связи с тем, что она конструктивно громоздка для собирающего электрода, укрепленного лишь в одной точке.

В качестве защиты от влияния краевого эффекта в приборе применена заземленная металлическая сетка (рис. 6 б), которая установлена в конце приемной трубы 1.

При отсутствии сетки (рис. 6 а) ион, одноименный по знаку заряда с зарядом вспомогательного электрода, попадая в приемную трубу, подвергается воздействию со стороны электрического поля, конфигура-

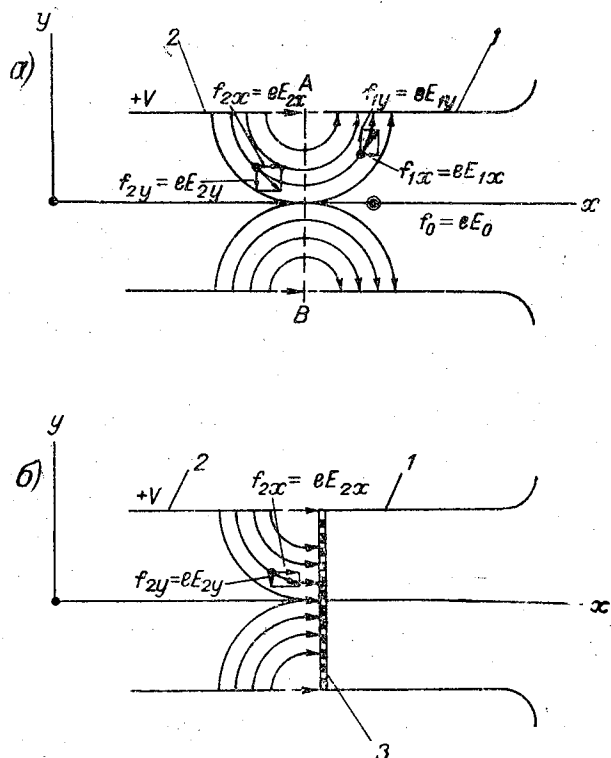


Рис. 6. Конфигурация электростатического поля на краю аспирационного конденсатора (а) и конфигурация поля в аспирационном конденсаторе с защитной сеткой (б).

ция которого схематически изображена на рисунке. Действие поля таково, что на ион вплоть до плоскости АВ действует две силы: препятствующая входу иона в аспирационный конденсатор и отклоняющая траекторию иона к стенке приемной трубы.

Под действием этой составляющей часть ионов попадает на стенки приемной трубы; в результате уменьшается ионосодержание воздуха, поступающего в аспирационный конденсатор, поэтому значение измеряемой проводимости получается заниженным по сравнению с истинными значениями. Таков характер движения ионов в приемной трубе вплоть до плоскости АВ. При переходе ионов через плоскость АВ направление радиальной составляющей поля изменяется. Ионы, движущиеся в этой области, как видно из рис. 6 а, смещаются в сторону оси цилиндра, при этом ионосодержание воздуха здесь не изменяется. Аксиальные составляющие поля и в этом случае оказывают выталкивающее действие.

Анализ движения ионов в приемной трубе и в начале аспирационного конденсатора показал, что ионы под действием краевого поля аспирационного конденсатора осаждаются лишь на стенки приемной трубы. Для того, чтобы избежать этого явления, на конце приемной трубы (рис. 6б) установлена защитная металлическая сетка. Основная задача этой сетки сводится к ослаблению краевого электростатического поля в приемной трубе. Размер ячеек и диаметр провода выбран из условий максимального ослабления поля и минимального ослабления скорости прососа воздуха.

§ 4. Работа схемы в целом

Остановимся весьма кратко на полном измерительном цикле работы прибора.

Под действием электрического поля, создаваемого вспомогательным электродом аспирационного конденсатора, ионы исследуемого воздуха движутся к собирающему электроду и создают на нем заряд, величина которого определяется полярной проводимостью воздуха.

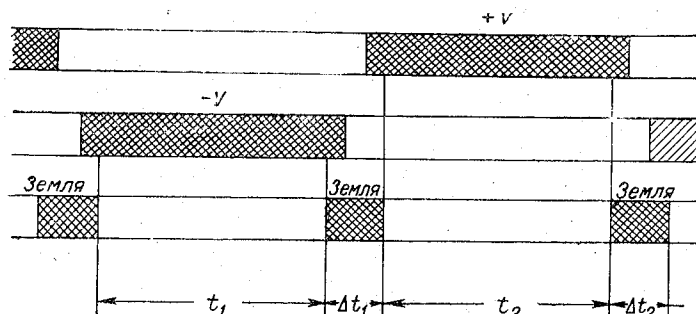


Рис. 7. Диаграмма работы кулачкового переключающего устройства.

Потенциал, возникший от заряда собирающего электрода, создает электростатическое поле между приемной пластиной измерительной головки и измерительной пластиной электростатического флюксметра. Напряженность этого поля пропорциональна заряду и, следовательно, потенциалу собирающего электрода, который измеряется и регистрируется схемой электростатического флюксметра [1].

Измерение проводимости осуществляется циклично. Продолжительность цикла составляет 20 минут. За это время на внешний электрод подается поочередно то положительный, то отрицательный потенциал, в связи с чем с помощью одного аспирационного конденсатора обеспечивается измерение проводимостей обеих полярностей. Диаграмма работы коммутирующего устройства представлена на рис. 7. Переход потенциала с одной полярности на другую осуществляется при заземленном собирающем электроде. Это необходимо для того, чтобы снять заряд, накопленный на собирающем электроде за предыдущий полуцикл, и избежать отбросов индикатора прибора на выходе при снятии и подаче напряжения на вспомогательный электрод.

Следует отметить, что путем небольших изменений в схеме можно значительно снизить время осреднения в описываемом приборе до 1—2 минут, что позволяет осуществлять измерения при нестационарных изменениях проводимости.

§ 5. Особенности эксплуатации прибора и обработка результатов наблюдений

При установке прибора для длительных измерений и регистрации проводимости весьма важную роль играет выбор места наблюдений. Место наблюдений должно выбираться с таким расчетом, чтобы оно обеспечивало хороший воздухообмен с окружающими слоями атмосферы. Нельзя допускать систематического попадания дыма, пыли к месту установки прибора. Прибор можно устанавливать под навесом, в окне здания с учетом указанных условий. Прибор должен устанавливаться на высоте 2 м от поверхности земли [4]. Необходимо избегать установки прибора для измерения проводимости рядом с радиоактивными коллекторами, которые сильно ионизируют окружающий воздух и тем самым существенно изменяют его проводимость.

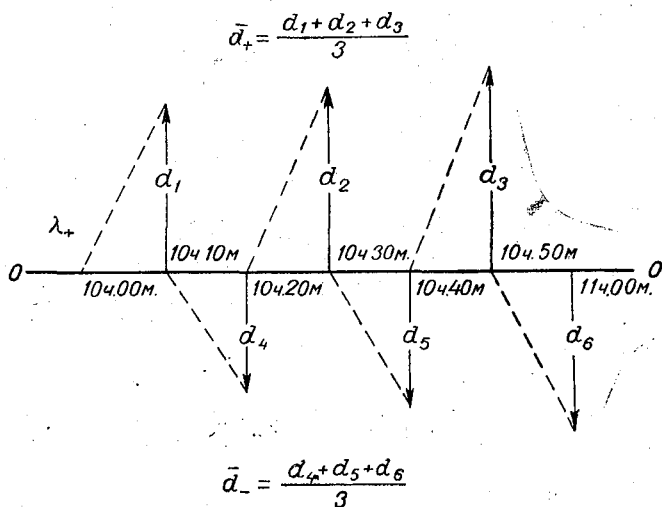


Рис. 8. Образец записи измерения проводимости.

При непрерывных измерениях прибор подвергается ежедневной проверке на качество изоляции. Для этого выключается автоматика в 10-минутный интервал (для избежания замыкания контактов электромагнита коммутирующим устройством). Выключается просос и закрывается крышкой отверстие входной трубы аспирационного конденсатора. По истечении 5—10 минут снимается потенциал с внешнего электрода; выдержка необходима для уменьшения до нуля ионосодержания в конденсаторе. После этого заряжаем собирающий электрод с помощью градуировочного устройства до определенного потенциала. Проверка продолжается 10 минут. Величина сопротивления изоляции, отнесенная к емкости C , находится по методу разряда. Расчет $\lambda_{из}$ осуществляется по формуле (13). При $\lambda_{из} = 10 - 20 \cdot 10^{-6}$ эл. ст. ед., как это было установлено выше, погрешность от изоляции не существенна. Если $\lambda_{из}$ больше указанных значений, необходимо срочно восстанавливать качество изоляторов.

Одновременно с проверкой изоляции проводится и проверка чувствительности схемы динамического электрометра. Проверка осуществляется на первой чувствительности.

После градуировки коммутатор включается таким образом, чтобы заземление тела рассеивания происходило через час и в 10, 20, 30, 40 и 50-ю минуты часа.

Весьма важное значение имеет вопрос об обработке результатов измерений. При обработке данных определяются среднечасовые значения проводимости.

В течение одного часа происходит 10-минутное чередование замеров положительной и отрицательной проводимости (всего шесть ординат: три положительной и три отрицательной проводимости). Из трех ординат берется среднее значение для одного часа. Ординатой будет являться расстояние от конечной точки 10-минутного интервала до нулевой линии (рис. 8). Следует отметить, что такое осреднение возможно лишь для проводимостей, не превышающих $(100-150) \cdot 10^{-6}$ эл. ст. ед., т. е. на линейном участке. При $\lambda = (100-150) \cdot 10^{-6}$ эл. ст. ед. сначала необходимо вычислить значение проводимости для каждой кривой, а затем осреднить. Вычисление производится по формуле (6). Ординаты снимаются линейкой или палеткой с точностью до 0,2 мм. Обработанные данные сводятся в месячные таблицы положительной и отрицательной проводимости, таблицы отношений $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ и таблицы суммарной проводимости.

Заключение

Разработан дистанционный автоматический прибор для длительных измерений полярных проводимостей воздуха в пределах от 0 до $100 \cdot 10^{-6}$ эл. ст. ед. проводимости; время измерения проводимости одного знака составляет 10 минут. При небольших изменениях предел измерения прибора может быть расширен до 10^{-2} эл. ст. ед. Время измерения в этом случае может быть уменьшено до 1 минуты.

Авторы считают своим приятным долгом отметить участие в настоящей работе механика Б. М. Пильщикова, изготовлявшего макет прибора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат. 1957.
2. Аллик Р. А. Труды ГГО, 30, 80. 1939.
3. Имянитов И. М. Труды ГГО, вып. 35(97), 42. 1952.
4. Аллик Р. А., Меркулова Е. А. Краткое руководство по измерению основных элементов атмосферного электричества.
5. Имянитов И. М., Михайловская В. В., Зиганов Н. П., Стрельцова М. Б. Прибор для измерения напряженности поля в сложных метеорологических условиях. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 9. 1956.
6. Твёрской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеозидат. 1942.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНАЯ РЕГИСТРАЦИЯ ГРОЗ ПОЛУПРОВОДНИКОВЫМ ГРОЗОРЕГИСТРАТОРОМ ПРГ-1

Анализ результатов испытаний грозорегистратора, в котором применяются кристаллические триоды, показывает возможность использования этих грозорегистраторов на станциях штормоповещения.

До настоящего времени на сети метеорологических станций Советского Союза, как и за границей, наблюдения над грозовыми явлениями ведутся визуально, без приборов, и поэтому результаты данных наблюдений имеют ряд недостатков, как, например, субъективность в оценке интенсивности гроз, пропуски и т. д. Кроме того, при визуальном способе наблюдений исключена возможность количественного анализа их результатов.

В то же время объективное изучение грозовой деятельности в атмосфере настоятельно диктуется требованиями жизни, что неоднократно отмечалось и рядом международных организаций, таких, как Международный геодезический и геофизический союз (МГГС), Международный научный радиосоюз (МНРС), Международная метеорологическая организация (ММО), Всемирная метеорологическая организация (ВМО), Международный консультативный комитет по радиосвязи (МККР).

Объективная характеристика грозовой деятельности нужна для климатологических обобщений и для улучшения оперативного обслуживания различных отраслей народного хозяйства штормовыми предупреждениями.

Не касаясь истории создания прибора для регистрации грозовых разрядов [1], [2], [3], [4], напомним лишь, что первым прибором для этой цели был грозоотметчик А. С. Попова, изготовленный им в 1895 г. В дальнейшем на основе метода Попова был построен ряд приборов, не получивших широкого применения. Одним из последних был грозорегистратор, созданный в 1951 г. Б. Ф. Лочем [5], [6]. Этот прибор был задуман как сетевой для станций Гидрометеорологической службы Советского Союза. Однако ряд недостатков прибора (непостоянство режима схемы, зависимость от внешней температуры и др.) воспрепятствовал его распространению. За рубежом в последние годы проводилась работа по сравнительным испытаниям счетчиков грозовых разрядов. Испытывались английский, американский, венгерский, японский и швейцарский счетчики. Результаты этих испытаний не опубликованы, но в работе Ж. Люжона и Ж. Рикера [8] имеется указание, что сделать выводы из этого сравнения трудно. Авторы рекомендуют для широкого распространения, без достаточного на то основания, швейцарский счетчик.

В 1957 г. П. С. Лыздаром был предложен для регистрации разрядов в атмосфере прибор с использованием полупроводников.

Летом 1957 г. макет такого прибора был установлен на метеорологической станции Воейково, и опытным путем были уточнены элементы схемы и конструкции, необходимые для постройки надежно работающего прибора.

На основании полученных данных к лету 1958 г. был построен прибор, названный ПРГ-1 (полупроводниковый регистратор гроз 1-й), который и испытывался на станции Воейково летом 1958 г.

Предлагаемая статья посвящена краткому описанию прибора ПРГ-1 и результатам его испытаний.

Грозорегистратор ПРГ-1 представляет собой простой радиоприемник, соединенный с мультивибратором и регистрирующим устройством. Приемником импульсов, наводимых в антенне грозowymi разрядами, является блок (рис. 1), состоящий из R_1 , c_1 , c_2 , c_3 и полупроводниковых диодов a и b .

Величина сопротивления R_1 определяет чувствительность прибора к напряжению приходящего сигнала. Остальная часть схемы — обыч-

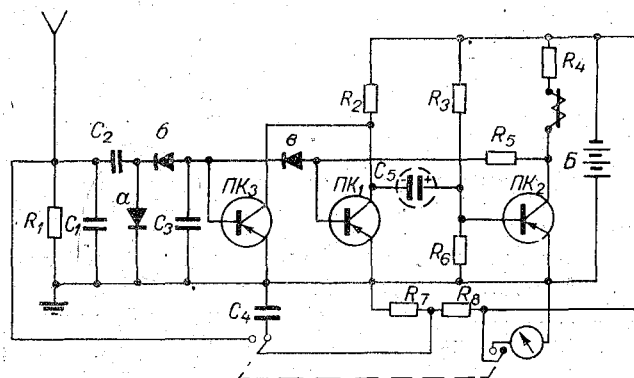


Рис. 1. Электрическая схема грозорегистратора.

R_1 — сопротивление нагрузки антенны; R_2 , R_4 — коллекторные сопротивления; R_3 — сопротивление смещения; R_5 — сопротивление обратной связи; R_6 — сопротивление стабилизации; R_7 , R_8 — делитель напряжения контроля; c_1 , c_2 , c_3 — конденсаторы выпрямителя; c_4 — конденсатор контроля; c_5 — переходной конденсатор; a , b , δ — полупроводниковые диоды типа ДГП-24; PK_1 , PK_2 , PK_3 — полупроводниковые триоды типа П1Е; B — батарея.

ный мультивибратор с одним устойчивым положением, собранный на полупроводниковых германиевых триодах (на схеме обозначены PK с индексами). В цепь триода PK_2 включена обмотка электромагнита импульсного счетчика, срабатывания которого при помощи специального регистрирующего устройства записываются на ленте.

Так как чувствительность германиевых триодов марки П1Е, примененных в схеме, изменяется с изменением температуры, то в схему введена температурная компенсация (цепь PK_3), которая обеспечивает постоянство чувствительности схемы при изменении температуры прибора от 0 до 30°.

Регистратор (рис. 2) состоит из часового механизма от метеорологических самописцев, анкерный механизм которого (без баланса) монтируется вместо храпового устройства импульсного счетчика. Такая конструкция, с одной стороны, зарекомендовала себя четкой и надежной фиксацией импульсов и, с другой, благодаря наличию пружины, энергия которой приводит в движение регистратор, позволяет установить минимальный ток в рабочей цепи прибора, именно 4,2 ма. Благодаря этому одного комплекта батарей из 18 элементов типа 3-СЛ-30 вполне достаточно для питания прибора в течение всего теплого полугодия.

Запись импульсов производится двумя перьями: одно, нижнее, проходит всю шкалу за 100 импульсов, а другое, верхнее, — за 400 импульсов. Это дает возможность производить подсчет импульсов при различной частоте грозовых разрядов.

В схеме предусмотрена возможность контроля за рабочим состоянием прибора, что осуществляется при помощи переключателя. При нажатии кнопки посылается импульс напряжения на вход схемы, позволяющий судить об исправности прибора. Кроме того, при нажатии кнопки одновременно с посылкой импульса подключается вольтметр к батарее питания и производится измерение ее напряжения.

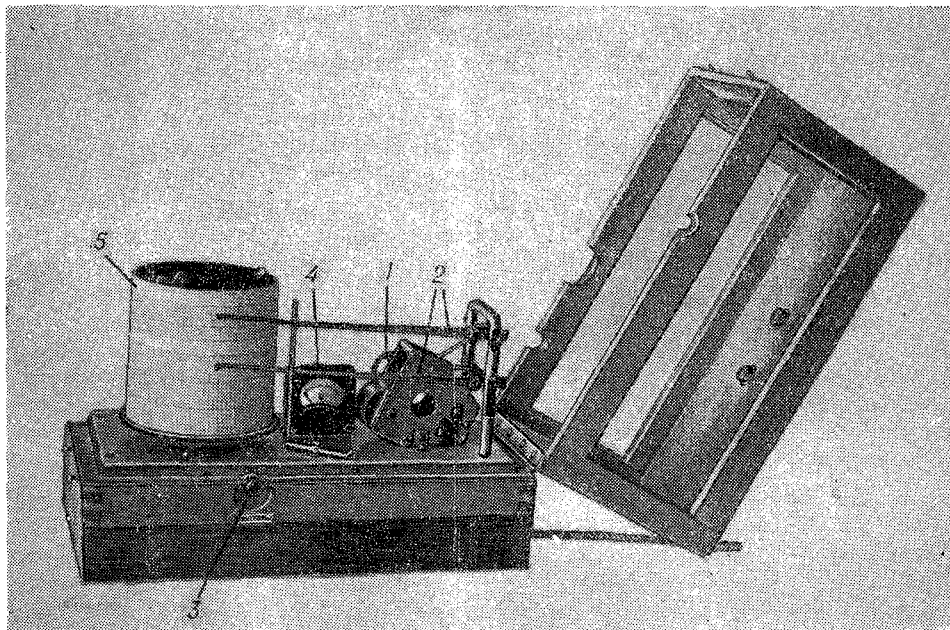


Рис. 2. Внешний вид грозорегистратора.

1 — часовой механизм регистрирующего устройства; 2 — перья; 3 — кнопка контроля; 4 — вольтметр для замера напряжения батареи; 5 — барабан с часовым механизмом для вращения ленты.

Величина сопротивления R_1 у прибора, проходившего испытания летом 1958 г., была подобрана такой, чтобы грозорегистратор срабатывал от приходящего в антенну сигнала напряжением в 0,1 в и выше, что, как предполагалось, должно было обусловить радиус действия прибора 200—250 км.

Грозорегистратор был установлен на площадке метеорологической станции Воейково. Прибор помещался в психрометрической будке. Там же находилась и батарея питания (рис. 3). Антенна, состоящая из вертикально установленного провода длиной 3,5 м, была поднята на шесте высотой 5 м, прикрепленном к будке. Металлический стержень заземления длиной 1,5 м был забит в землю под будкой.

Для предохранения прибора от непосредственного воздействия влаги при ливнях с ветром внутренние стенки будки были закрыты щитами из фанеры. Больше никаких мер к защите как прибора, так и батареи питания принято не было.

Установка грозорегистратора была закончена в конце мая, и с 1 июня 1958 г. начались регулярные наблюдения, которые продолжа-

лись до 15 сентября, когда прибор был снят в связи с окончанием грозового периода.

За все время работы прибора, т. е. в течение 3,5 месяца, не было ни одного случая его порчи.

Запись на лентах четкая и легко обрабатывается. В дни без гроз запись представляет собой прямую линию; иногда в такие дни на лентах имеется запись отдельных импульсов, причину которых пока на основании имеющихся материалов установить не удалось. В дни с грозовой деятельностью прибор отчетливо регистрирует разряды и на лентах хорошо выражена динамика грозовой деятельности.

При оценке работы прибора в качестве действительной грозовой обстановки были приняты данные визуальных наблюдений 44 метеорологических станций, расположенных вокруг метеостанции Воейково.

Визуальными наблюдениями была охвачена площадь радиусом примерно 300 км, причем место установки грозорегистратора было несколько смещено в северо-западном направлении от геометрического центра площади, охваченной наблюдениями станций. Таким образом, сведения о грозовой деятельности получались со станций, находящихся на расстоянии до 350 км в секторе, ограниченном восточно-северо-восточным и западным направлениями, и со станций на расстоянии до 200 км в северном и северо-западном направлениях. Не освещен наблюдениями сектор в северо-восточном направлении, занятый зеркалом Ладожского озера, и узкий сектор на западе — поверхность Финского залива.

При обработке полученных материалов за 106 суток, в течение которых работал прибор, были исключены 7 лент, так как за эти числа не получены данные визуальных наблюдений. Таким образом, были обработаны данные 99 суток наблюдений.

Грозовая деятельность летом 1958 г. в Ленинградской области была довольно интенсивной. За 99 суток наблюдений было отмечено визуально 53 дня с грозой. Грозорегистратором за это же время зафиксировано 47 дней с хорошо выраженной записью грозовых разрядов.

В 5 случаях грозорегистратором зафиксирована грозовая деятельность, в то время как визуальными наблюдениями в эти дни гроз не отмечено. Возможно, что грозорегистратор отметил либо слабые грозы, либо грозы над водоемами или грозы, прошедшие в зонах между станциями, не охваченных наблюдениями.

В 9 случаях, наоборот, визуально наблюдались на отдельных станциях грозы, а грозорегистратором зафиксированы лишь отдельные импульсы (см. табл. 1).

Таблица 1

Грозы, не отмеченные грозорегистратором

Дата	Расстояние до ближайшей грозы (км)	Станции, где наблюдались грозы
2/VI	50	Рошино, Сосново, Гарколево
11/VII	240	Дно
14/VI	50	Рошино
1/VII	260	Валдай, Демьянск, Холм
2/VII	165	Новгород, Старая Русса
11/VII	165	Новгород, Лодейное Поле, Веребье
18/VII	150	Свирица
8/VIII	210	Пыталово, Старая Русса
12/IX	125	Гарколево, Новгород, Старая Русса, Валдай

Как видно из таблицы, во всех случаях грозовая деятельность была на относительно небольших участках; в эти дни гроза наблюдалась не больше чем на трех станциях и преимущественно с отметкой «слабая». Таким образом, можно предположить, что отсутствие записи разрядов в этих случаях связано с тем, что энергия молний этих гроз была недостаточной для создания в антенне сигнала напряжением 0,1 в.

В 50% случаев грозорегистратор начинал запись грозовой деятельности раньше, чем отмечалось начало гроз визуально, и продолжал фиксировать разряды еще некоторое время после того, как наблюдателями было отмечено прекращение грозы. Эта особенность была замечена и при испытаниях опытных приборов прежних конструкций.

В 31% случаев было довольно хорошее совпадение во времени начала грозовой деятельности по прибору и по визуальным наблюдениям. Что касается времени окончания гроз, то все же преобладает запаздывание времени окончания грозовой деятельности по прибору сравнительно со временем, отмечаемым визуально.

Имеют место случаи (всего 12%), когда прибор начал регистрацию разрядов позже того, как визуально было отмечено начало гроз; все эти случаи, кроме одного, относятся к грозам, наблюдавшимся на расстоянии более 200 км. Это запаздывание можно попытаться объяснить недостаточной мощностью первых грозовых разрядов.

Одним из важных вопросов является вопрос о радиусе действия прибора. Как указывалось выше, испытывавшийся экземпляр прибора был отрегулирован на срабатывание от приходящего сигнала напряжением от 0,1 в и выше, что, как предполагалось, должно соответствовать радиусу действия прибора примерно 200—250 км. Но, говоря о радиусе действия прибора, необходимо иметь в виду не четко ограниченное, определенное расстояние от места установки прибора, а некоторую приближенную величину. Эта неопределенность обусловлена самой природой молний, так как грозовые разряды бывают различными не только по форме, длине, направлению, но и значительно различаются по величине тока. Более мощные грозовые разряды создадут необходимое для записи напряжение в антенне с большего расстояния, чем менее мощные. Условия прохождения радиоволн в атмосфере также влияют на дальность действия прибора и, изменяясь со временем, вносят непостоянство в величину радиуса действия прибора.

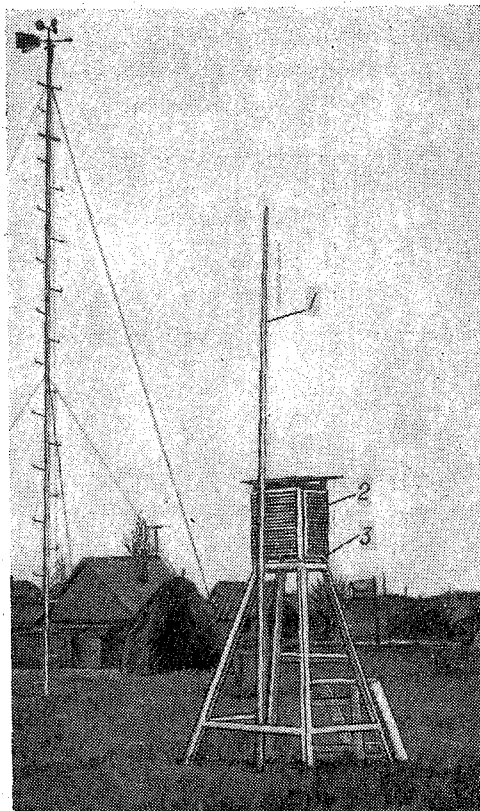


Рис. 3. Установка грозорегистратора на площадке.

1 — шток с антенной; 2 — грозорегистратор; 3 — контейнер с батареями питания.

Таким образом, расстояние до грозового разряда, фиксируемого прибором, зависит от нескольких причин, что вносит неопределенность при определении величины радиуса действия.

Для оценки порядка величины радиуса действия прибора была сделана попытка определить радиус действия грозорегистратора типа ПРГ-1 чувствительностью 0,1 в, включенного с антенной длиной 3,5 м, используя полученные при испытании материалы.

С этой целью из всего материала были отобраны приведенные в табл. 2 случаи, когда грозовая деятельность начинала развиваться в одном месте и когда время начала грозы, отмеченное визуальными наблюдениями и по записи грозорегистратора, почти совпадало.

Таблица 2

Дни с хорошим совпадением времени начала гроз по визуальным наблюдениям и по грозорегистратору

Дата	Время начала грозы				Расстояние (км)
	по визуальным наблюдениям		по грозорегистратору		
	час.	мин.	час.	мин.	
17/VI	13	06	13	00	50
17/VI	16	30	16	30	120
20/VI	13	10	13	00	170
10/VII	15	00	15	00	125
22/VII	13	00	13	15	260
23/VII	15	30	15	20	250
25/VII	12	50	13	00	290
27/VII	0	00	0	00	150
27/VII	18	10	18	20	190
28/VII	10	50	11	00	210
30/VII	15	40	15	40	95
10/VIII	11	20	11	20	50
18/VIII	0	00	0	00	210

Кроме того, были взяты все случаи единичных гроз или гроз, отмеченных не ближе некоторого расстояния от Воейково. Таких случаев было 10, данные о них приведены в табл. 3.

Таблица 3

Дни, когда грозы наблюдались не ближе указанного расстояния

Дата	Расстояние до ближайшей грозы (км)	Станции, где наблюдалась гроза
21/VI	300	Вознесенье
24/VI	210	Пыталово, Пушкинские Горы, Тапа
7/VII	50	Рожино, Сосново, Белогорка
13/VII	245	Шугозеро
17/VII	210	Пыталово, Пушкинские Горы, Псков, Холм, Дно, Старая Русса, Демьянск
25/VII	240	Пестово, Тапа, Кунда
9/VIII	225	Валдай, Демьянск, Старая Русса, Холм, Пестово, Кунда
17/VIII	285	Пестово, Холм, Тапа
18/VIII	210	Гдов, Хвойная, Валдай, Пестово
24/VIII	210	Гдов, Пыталово, Псков, Тапа, Пушкинские Горы, Холм

Анализ этих материалов позволяет сделать заключение, что грозо-регистратор с параметрами, указанными выше, регистрирует грозовую деятельность в условиях Ленинградской области на расстоянии до 300 км.

Следовательно, учитывая сказанное выше относительно мощных и слабых гроз, можно прийти к выводу, что проходивший испытание прибор имеет радиус действия, достигающий до 300 км.

Другим интересным в методическом отношении вопросом является вопрос о возможности разделения по записи прибора местных и отдаленных гроз¹. Анализ полученных материалов дает отрицательный ответ на этот вопрос. Как правило, максимум интенсивности разрядов, зафиксированных прибором, не совпадает со временем прохождения грозы над местом установки грозорегистратора. Такое совпадение возможно только в очень редких случаях, когда грозовая деятельность на всей площади в радиусе действия прибора ограничивается одной грозой, проходящей над прибором.

По записи на лентах нельзя также судить о количестве грозовых очагов и об их распределении по площади. Так, например, между 13 и 22 часами 27 июня грозы наблюдались на 30 станциях, а 14 июля в эти же часы грозы отмечены на 29 станциях. Между тем запись на лентах за это время резко различается: если 27 июня число разрядов за час доходило до 1500, то 14 июля в период наибольшей активности гроз число разрядов не превышало 500 в час, т. е. активность грозовой деятельности 14 июля была в три раза меньше, чем 27 июня.

Анализ полученных материалов показал, что запись грозорегистратора хорошо отражает динамику развития грозовой деятельности над окружающей местностью.

Подводя итоги краткого разбора результатов работы грозорегистратора на полупроводниках, можно сделать следующие основные выводы:

1. Грозорегистратор ПГР-1 надежен в работе и прост в эксплуатации.
2. Прибор с чувствительностью 0,1 в и антенной длиной 3,5 м фиксирует грозовые разряды на площади радиусом, достигающим до 300 км.
3. По записи прибора нельзя определить ни направления, ни расстояния до грозы, а также невозможно сделать заключение о количестве грозовых очагов.
4. Грозорегистратор не выделяет местных гроз.
5. Прибор отражает динамику развития и спада числа грозовых разрядов и суммарную интенсивность грозовой деятельности над окружающей местностью в радиусе действия прибора.

Грозорегистратор может оказаться полезным на радиолокационных установках, ведущих наблюдения за осадками, так как он помогает обнаружить очаги гроз и ливневых осадков.

На сети метеорологических станций следует использовать приборы, настроенные на радиус действия 10—15 км, что соответствует дальности слышимости грома. Тем самым будет устранен элемент субъективности производящихся сейчас визуальных наблюдений за грозами. Есть основание ожидать, что такой же прибор, отрегулированный на дальность действия около 3 км, в паре с прибором, настроенным на дальность действия 10—15 км, позволит разделить местные и отдаленные

¹ Местной грозой называется гроза, при которой промежуток времени между молнией и следующим за ней громом не больше 10 секунд, что примерно соответствует расстоянию не более 3 км; отдаленная гроза — это гроза, при которой промежуток времени между молнией и громом больше 10 секунд или когда слышен гром, а молния не замечена. («Наставление гидрометстанциям и постам», вып. 3, ч. I, гл. XII, § 250. 1958 г.).

грозы, что даст возможность полностью перевести на приборную запись весь объем наблюдений за грозами. Эти предположения, однако, требуют экспериментальной проверки.

Такая схема использования грозорегистратора на климатологической сети обеспечит преемственность многолетних рядов наблюдений при переходе от визуальной к инструментальной регистрации гроз, что имеет существенное значение для климатологии.

В заключение автор приносит глубокую благодарность Л. Р. Струзеру и П. С. Лыдзару за оказанную помощь при выполнении этой работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеиздат. Л. 1949.
2. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. ГИТТЛ. М. 1957.
3. Миронович В. К. Фотографическое исследование молний. Геофизический сборник, т. 1, вып. 2. П. 1914.
4. Оболенский В. Н. Обзор современного состояния учения об электрических явлениях. Геофизический сборник, том. 1, вып. 3. П. 1914.
5. Лоч Б. Ф. Приборные наблюдения за числом разрядов близких гроз. Труды ГГО, вып. 35(97). Гидрометеиздат. Л. 1952.
6. Лоч Б. Ф. Опытные наблюдения за числом грозových разрядов. Труды ГГО, вып. 58(120). Гидрометеиздат. Л. 1956.
7. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, часть 1. Гидрометеиздат. 1958.
8. J. Lugeonet L. Rieker. Le compteur d'orages suisse. Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt. Année 1957. Zurich. 1958.

О СПОСОБЕ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ РЕГИСТРАЦИИ ПРОВОДИМОСТИ

Описывается палетка, необходимая для упрощения обработки лент прибора системы Имянитова при регистрации электрической проводимости воздуха.

В приборах, применяемых для регистрации электрической проводимости воздуха, обычно записывается на ленте потенциал внутреннего электрода, связанный с величиной проводимости λ известной формулой

$$\lambda = \frac{1}{4\pi t} \left(\frac{c + c_0}{c} \right) \ln \frac{V_0}{V_t}, \quad (1)$$

где t — время зарядки (разрядки) электрода, или время экспозиции, c_0 — емкость электрометра, c — емкость внутреннего электрода, V_0 — разность потенциалов между внутренним и внешним электродом в начальный момент, V_t — разность потенциалов в момент времени t , т. е. в конце экспозиции. Так как вычисление λ по ординатам, снимаемым с лент прибора, является очень трудоемкой работой, то обычно пользовались заранее составленными вспомогательными таблицами или, что еще удобнее, специальной палеткой [1]. Для обработки лент прибора типа Аллика применяется палетка, описанная в статье [2]. Эта палетка оказывается совершенно непригодной для обработки лент нового прибора, сконструированного Имянитовым, Зачеком, Семеновым и Иньковым [3], так как опорное напряжение V_0 не регистрируется на ленте (новый прибор работает по методу зарядки).

Перепишем формулу (1) в развернутом виде применительно к данному случаю:

$$\lambda = \frac{1}{4\pi t} \left(\frac{c + c_0}{c} \right) \ln \frac{V_0}{V_0 - \alpha d} = \frac{1}{4\pi t} \left(\frac{c + c_0}{c} \right) \ln \frac{1}{1 - \frac{\alpha}{V_0} d}, \quad (2)$$

обозначив через α чувствительность электрометра (в/см) и через d ординату на ленте в конце периода зарядки. Так как коэффициент при логарифме в формулах (1) и (2) является для каждого данного прибора постоянной величиной и отношение $\frac{V_0}{\alpha}$ имеет размерность длины, окончательная расчетная формула приводится к следующему выражению:

$$\lambda = -k \lg \left(1 - \frac{d}{d'} \right), \quad (3)$$

в котором коэффициенты k и d' имеют соответственно значения

$$k = \frac{2,30 \cdot 10^6}{4\pi t} \left(\frac{c + c_0}{c} \right), \quad d' = \frac{V_0}{\alpha}.$$

Как обычно принято, значения λ увеличиваются при этом в 10^6 раз (чтобы избежать дробных чисел) и берутся десятичные логарифмы.

Принцип построения палетки для обработки лент нового прибора виден из рис. 1. В прямоугольном треугольнике OAB каждой точке стороны OB (например, 1, 2, ..., n) соответствует определенная ордината ($d_1, d_2, \dots, d_n$). Нанося против этих точек соответствующие значения функции

$$\varphi(d_n) = -k \lg \left(1 - \frac{d_n}{d'}\right) = \lambda_n,$$

можно построить шкалу для определения искомых значений λ .

При обработке записей регистрирующего прибора прозрачный шаблон подобного типа накладывают на ленту так, чтобы линия OB сов-

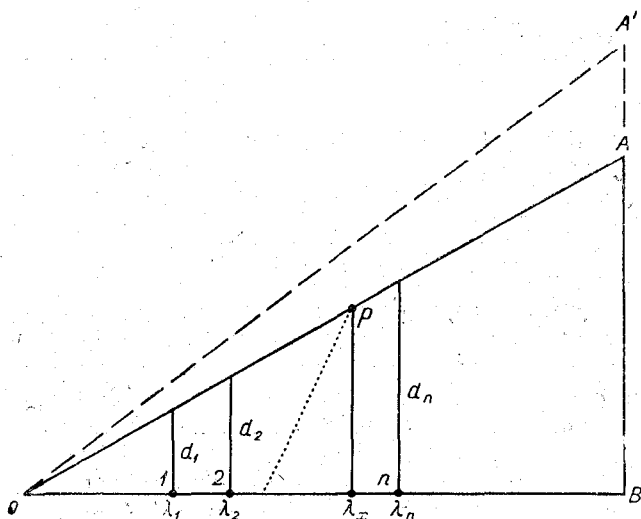


Рис. 1. Схема, объясняющая устройство палетки для определения проводимости. На линии OB строится шкала значений λ . Отрезки $d_1, d_2, \dots, d_n$ соответствуют ординатам на ленте прибора, по которым находятся искомые значения λ , например, λ_x для записи, обозначенной буквой P . При другой чувствительности прибора вместо линии OA используется линия с другим наклоном, например, OA' .

пала с нулевой линией записи. Передвигая затем шаблон вдоль этой линии вправо или влево, находят такое положение его, когда верхняя точка записи P попадает на линию OA , после чего искомое значение λ_x находится по шкале, даваемой на отрезке OA или представляемой в виде ряда вертикальных линий. Заметим, что при какой-нибудь другой чувствительности прибора (т. е. для другого значения d') обработку можно вести точно таким же способом, используя вместо наклонной линии OA некоторую другую линию, например, OA' . Конечно, на рабочей палетке около каждой линии OA, OA' и т. д. должны быть указаны соответствующие значения d' .

Практически построение палетки производится следующим образом. Выберем некоторое максимальное значение $\lambda_{\text{макс}} = \Lambda$, с которым сопоставим отрезок $X = OB$ (рис. 1). Длина отрезка OB выбирается такой, чтобы палетка была удобной для работы (не слишком большой и не слишком малой). Например, можно взять $\Lambda = 200$ (10^{-6} эл. ст. ед.),

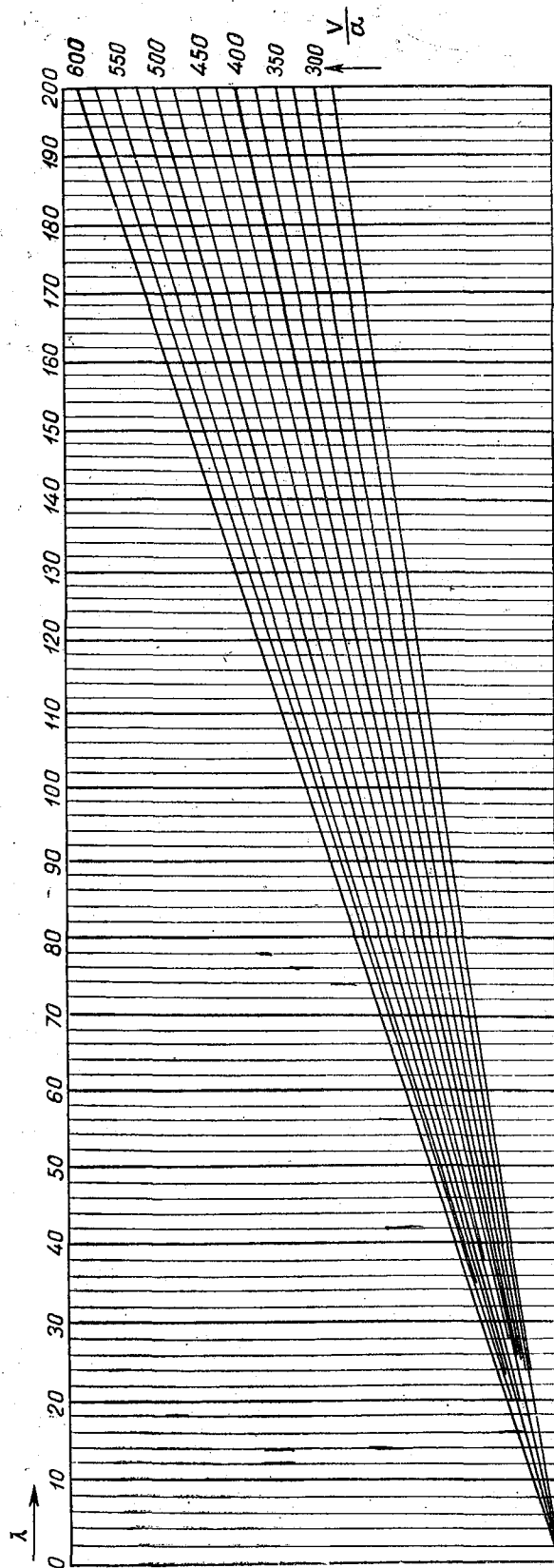


Рис. 2. Образец палетки, применяемой для обработки лент прибора системы Имянитова.

$X=300$ мм. Отрезки x , соответствующие другим значениям λ , берутся пропорциональными аргументу d формулы (3), откуда

$$x = X \frac{1 - 10^{-\frac{\lambda}{k}}}{1 - 10^{-\frac{\Lambda}{k}}}. \quad (4)$$

В дальнейшем через точки отрезка OB , соответствующие ряду определенных значений λ , проводятся прямые, перпендикулярные линии OB . Наклонные линии OA , OA' и т. д. проводятся по ординатам записи A , A' ... при максимальном значении Λ для ряда практически встречающихся значений d' . Величины этих ординат, например, $D_1=BA$, $D_2=BA'$... находятся по формуле, получаемой также из основного уравнения (3):

$$D = d' \left(1 - 10^{-\frac{\Lambda}{k}} \right). \quad (5)$$

Образец готовой палетки приведен на рис. 2; она вычерчивается обычно на кальке и приклеивается на стекло с нижней стороны так, что при работе непосредственно прилегает к ленте. Эта палетка позволяет определять значения λ с точностью около $\pm 3\%$, соответствующей примерно точности снятия ординат. В случаях, когда нуль прибора часто сползает, можно изготовить дополнительную каретку с шарнирной линейкой, перемещающейся параллельно краю ленты прибора. При этом лента прибора должна закрепляться в каретке, а палетка опирается на подвижную линейку.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. ГТИ. М. 1957.
2. Броунштейн А. М. Линейка для быстрого определения оптической плотности. Заводская лаборатория, № 5. 1955.
3. Имянитов И. М., Зачек С. И., Иньков Б. К., Семенов К. А. Прибор для измерения электрической проводимости воздуха у поверхности земли. См. настоящий сборник.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
В. В. Зыкова. О роли токов с острий в поддержании отрицательного заряда земли	3
И. М. Имянитов, Е. В. Чубарина. Ход напряженности электрического поля в атмосфере с высотой в ясные дни (по результатам измерений во время Международного геофизического года)	7
В. П. Колоколов, К. А. Семенов. Об электрической структуре облаков, дающих ливневые осадки	23
Т. В. Лободин. Меридиональный разрез градиента потенциала атмосферы по наблюдениям над океанами во время МГГ	27
Л. Г. Махоткин, Б. Л. Сущинский. Плотность объемного заряда в Сестрорецке	33
Н. А. Парамонов. К вопросу выделения унитарных изменений элементов атмосферного электричества	40
А. Х. Филиппов. Градиент потенциала электрического поля в Иркутске и Зуе в период 1951—1959 гг.	43
Е. Р. Двали. К вопросу о погрешностях, вносимых зарядами частиц атмосферных осадков, в измерение электрического поля атмосферы коллекторным методом	48
И. М. Имянитов, С. И. Зачек, Б. К. Иньков, К. А. Семенов. Прибор для измерения электрической проводимости воздуха у поверхности земли	53
А. А. Знаменский. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым грозорегистратором ПРГ-1	67
Э. И. Тамм. О способе обработки материалов регистрации проводимости	75

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

Редактор *Т. В. Ушакова*
Техн. редактор *А. Н. Сергеев*
Корректор *В. В. Мамедова*

Сдано в набор 22/III 1960 г. Подписано
к печати 12/VII 1960 г. Бумага 70×108¹/₁₆.
Бум. л. 2,5+1 вкл. Печ. л. 6,95. Уч.-изд. л. 6,80
Тираж 700 экз. М-46579. Индекс МЛ-294
Гидрометеорологическое издательство, Ленинград,
В-53, 2-я линия, д. № 23. Заказ № 120.
Бесплатно.

Типография № 8 Управления полиграфической
промышленности Ленсовнархоза, Ленинград,
Прачечный пер., д. № 6.