

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06
Т 78

ПРОЗЕРЕНО
1960г.

Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 56 (118)

ВОПРОСЫ АЭРОЛОГИИ

(к 25-летию радиозондирования атмосферы)

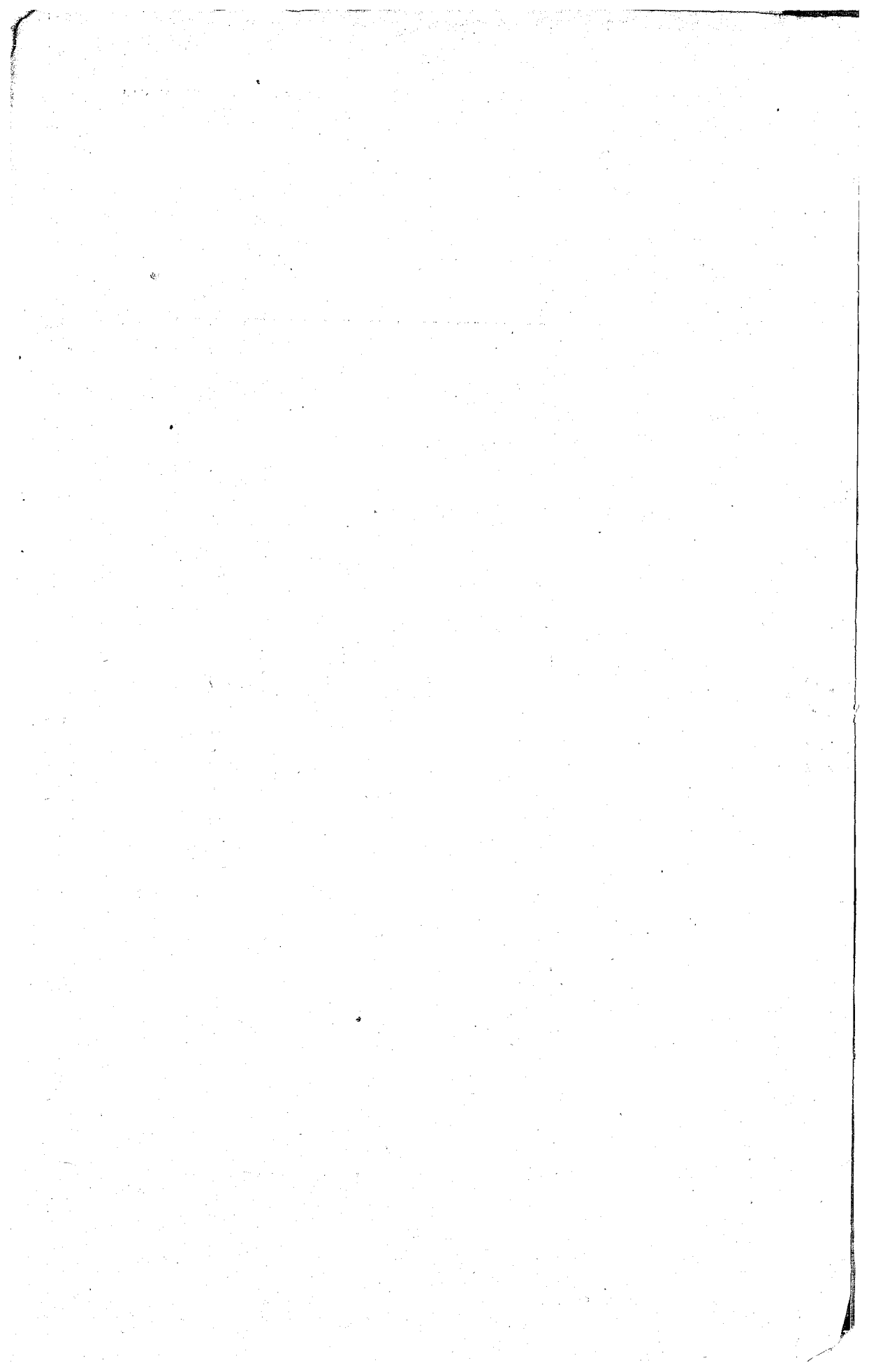
Под редакцией
канд. физ-мат. наук
Е. С. СЕЛЕЗНЕВОЙ
и канд. географ. наук
П. А. ВОРОНЦОВА

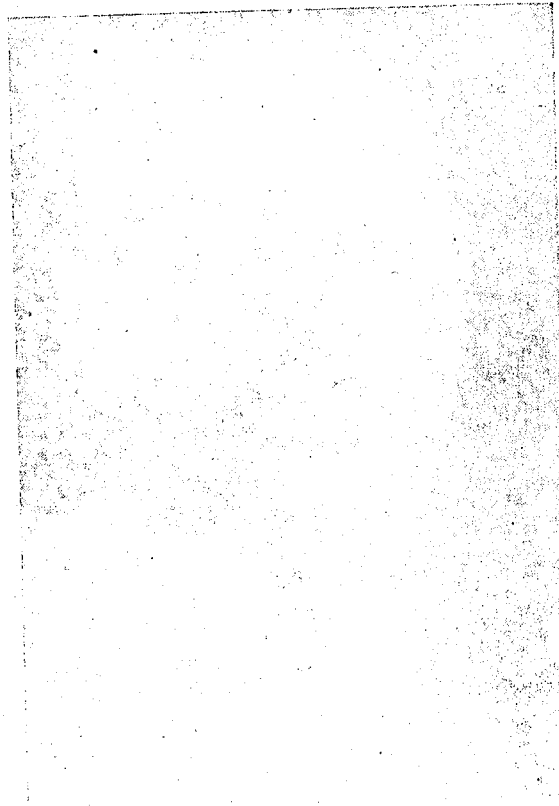
БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



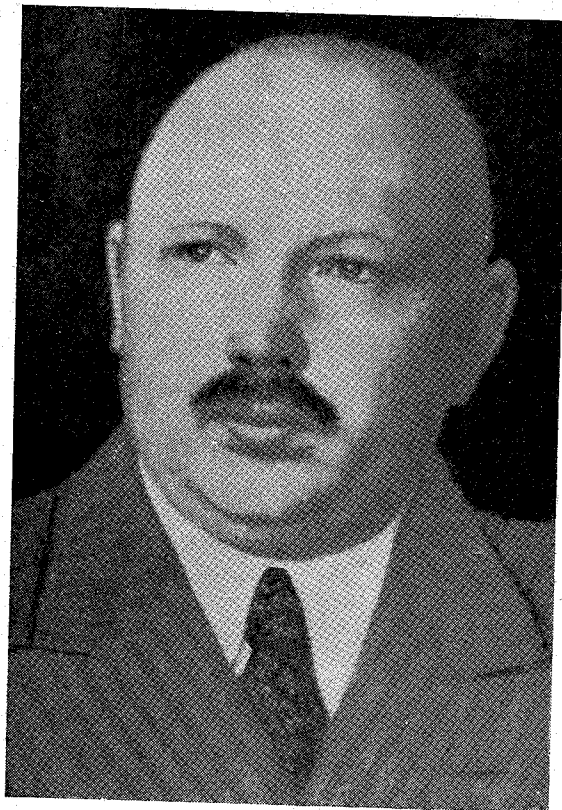
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1956





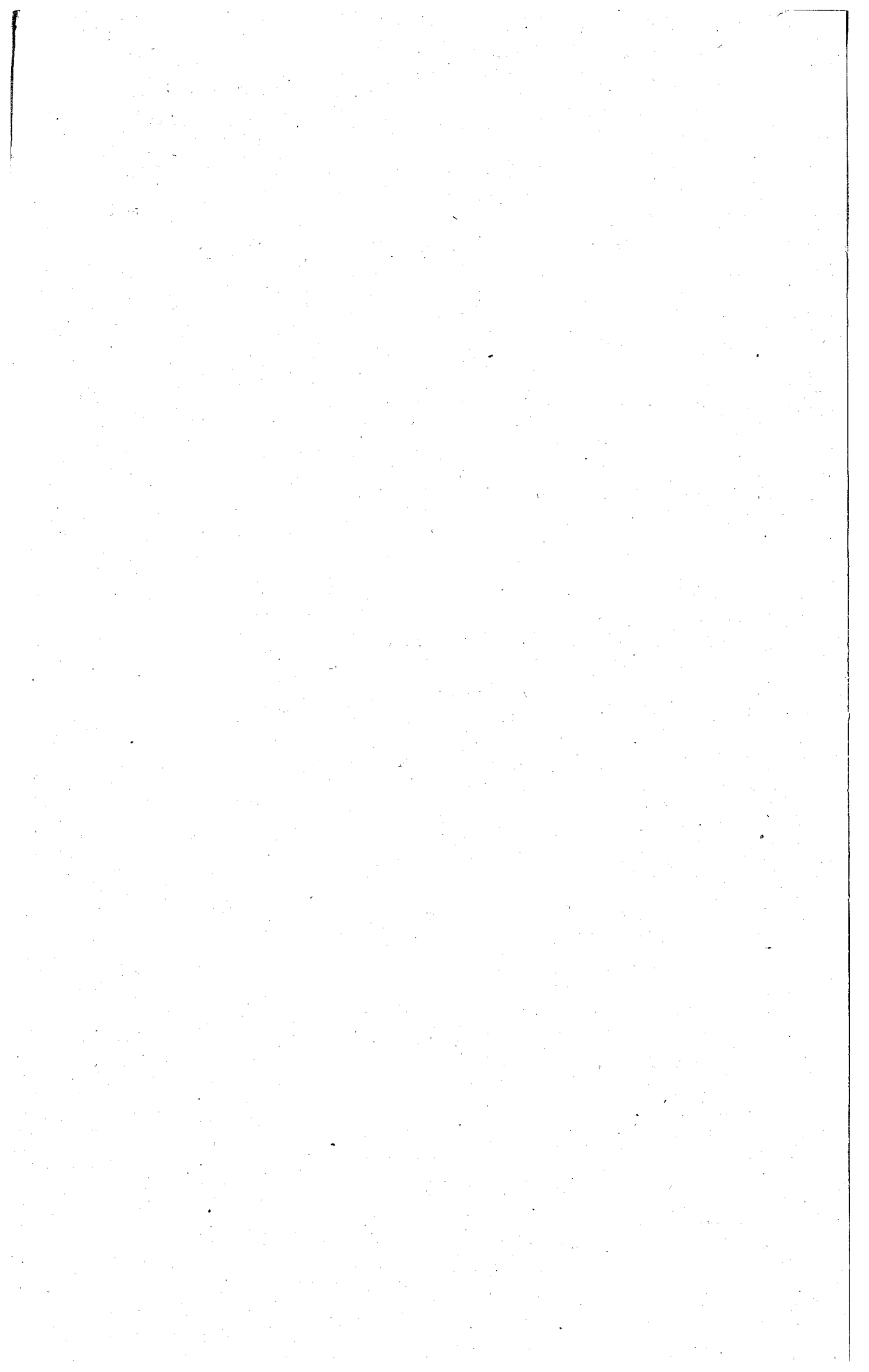
000000



A. J. Maroney

(1893 - 1941)

Посвящается памяти
изобретателя радиозонда
советского аэролога
профессора
ПАВЛА АЛЕКСАНДРОВИЧА
МОЛЧАНОВА



30 января 1955 года исполнилось 25 лет со времени выпуска первого в мире радиозонда, созданного советским аэрологом профессором Павлом Александровичем Молчановым.

Главная геофизическая обсерватория имени А. И. Воейкова и другие учреждения Гидрометеорологической службы СССР широко отметили эту знаменательную дату. Изобретение радиозонда открыло новый этап в развитии аэрологии и имело огромное значение для метеорологии в целом.

В настоящее время радиозондирование атмосферы введено во всех странах. Мировая аэрологическая сеть насчитывает свыше 500 станций радиозондирования, из которых более 100 советских станций ведут наблюдения с помощью гребенчатых радиозондов системы П. А. Молчанова. 25 лет этими приборами советские аэрологи исследуют атмосферу от центральных областей суровой Арктики до южных границ нашей родины.

Результаты этих исследований имеют огромное практическое и научное значение.

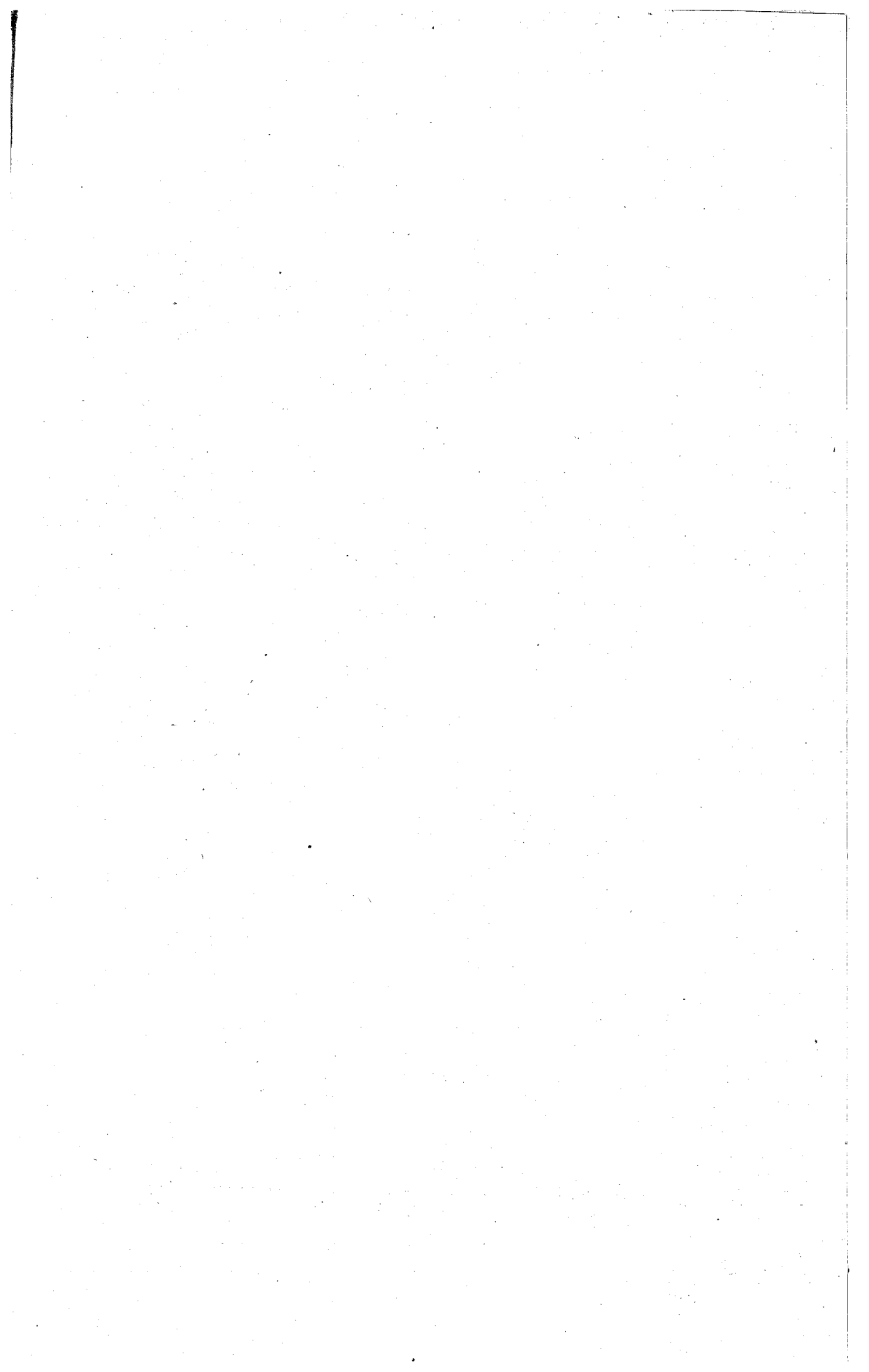
Изучение строения атмосферы над Арктическими областями, исследование общей циркуляции атмосферы и различных ее звеньев (циклонов, антициклонов и пр.), изучение климата свободной атмосферы, составление и оперативное использование высотных карт погоды — все это невозможно без широкого применения радиозондов обеспечивающих регулярные зондирования во всех географических районах при любых условиях погоды.

Изобретатель радиозонда крупнейший аэролог доктор физико-математических наук профессор Павел Александрович Молчанов безвременно погиб в период блокады Ленинграда в 1941 году. Он широко известен и по многим другим созданным им аэрологическим и аэронавигационным приборам, а также своими трудами по физике свободной атмосферы.

Видный ученый, крупный организатор — П. А. Молчанов на протяжении 20 лет являлся руководителем исследований свободной атмосферы в СССР. По его курсам „Аэрологии“ и „Методам исследования атмосферы“ учились и продолжают учиться советские аэрологи.

„Почти четверть века (1915—1939 гг.) плодотворная научная деятельность П. А. Молчанова протекала в стенах Главной геофизической обсерватории, где еще и сейчас свежи воспоминания о нем.

Настоящий сборник статей, подготовленный в связи с 25-летием радиозондирования атмосферы, посвящается памяти этого талантливого ученого, над развитием идей которого продолжают работать его ученики и последователи.



ПЕРВЫЙ РАДИОЗОНД

25 лет назад 30/1 1930 г. в Институте аэрологии Главной геофизической обсерватории (ГГО) в Павловске (под Ленинградом) состоялся первый выпуск радиозонда, изобретенного профессором П. А. Молчановым.

Это событие принадлежит к числу важнейших в истории развития исследований атмосферы. Изобретение и введение в широкую аэрологическую практику метода радиозондирования атмосферы определило новый этап в развитии аэрологии и оказало огромное влияние на другие разделы метеорологии.

Над конструктивным завершением радиозонда и разработкой метода радиозондирования, а затем над внедрением этого метода на сеть аэрологических станций на протяжении ряда лет под руководством Молчанова работала Павловская аэрологическая обсерватория, преобразованная в 1930 г. в Институт аэрологии. Эта Обсерватория, возникшая в 1912 г. из маленькой змейковой станции (1902—1912), была колыбелью всей отечественной аэрологии. В ней создавались аэрологические приборы и методы, получившие затем распространение в нашей стране; здесь же были выполнены и важнейшие исследования по физике свободной атмосферы. В течение 30 лет своего существования (1912—1941) Аэрологическая обсерватория (Институт) являлась руководящим научным центром в области аэрологии, имевшим мировую известность.

Разработка метода радиозондирования и его широкое применение для исследований атмосферы — наиболее яркая, наиболее важная и интересная глава в деятельности Аэрологической обсерватории. На основании литературных источников и живых свидетельств мы можем сейчас правильно и достаточно подробно осветить историю создания метода радиозондирования и первые шаги этого метода по пути завоевания мирового признания.

Первые соображения о применении радио для целей исследования свободной атмосферы высказаны Молчановым в 1923 г. в его небольшой книжке „Воздушный океан“. В том же году он приступил к разработке принципиальной схемы прибора.

Нужно заметить, что идея радиозондирования, в сущности говоря, принадлежит изобретателю радио А. С. Попову. 7/V 1902 г. на заседании Физического общества Александр Степанович сделал доклад на тему „Прибор, регистрирующий напряжение электрического поля атмосферы для шаров-зондов и для змеев“. На докладе демонстрировался макет прибора, построенного на принципе „разрядного электроскопа“ и регистрирующего „силу поля на телеграфной ленте“. ¹ В литературе отсутствуют сведения о подъеме этого интересного прибора и его дальнейшей судьбе; повидимому, он был оставлен изобретателем и забыт другими учеными.

В 1923 г. Молчанов поставил вопрос о привлечении радио для передачи основных метеорологических элементов, измеряемых при аэрологических зондиро-

¹ Журнал Русского физико-химического общества, т. 34, 1902 — сообщение о докладе А. С. Попова; Метеорологический вестник, № 1—2, 1906 — научная хроника и № 5—6, 1935 — заметка Е. И. Тихомирова „К сорокалетию изобретения радио“.

ваниях; к идее „электро-радиозонда“ типа А. С. Попова вернулись много позже.

В начале 20-х годов задача, выдвинутая Молчановым, была весьма смелой и мало кто верил в ее осуществление. Уже после введения радиозондирования Молчанов написал: „При первых шагах в этом направлении автор встречал всеобщее недоверие даже в самой возможности подобных исследований. Один виднейший немецкий ученый, руководитель Международной комиссии по исследованию верхних слоев атмосферы (повидимому, Хергезелль — Е. С.), на запрос автора в 1928 г. о его мнении по этому поводу сообщил, что возможность подобных исследований очень сомнительна. Они потребовали бы, по его словам, очень громоздкого, тяжелого передатчика“. („Атмосфера“, изд. АН СССР, 1938 г., стр. 44).

В 1927 г. другой советский метеоролог М. И. Гольцман, сделавший также некоторые предложения о применении радиосигналов для передачи показаний метеорологических приемников, писал: „Такая задача и выдвинута в последние годы в Главной геофизической обсерватории по инициативе заведующего Аэрологической обсерваторией в г. Слуцке (Павловск) П. А. Молчанова.

Задача эта кажется на первый взгляд совершенно фантастической, и еще года 3 тому назад она такой пожалуй и являлась; но в настоящее время эта задача уже вполне разрешима . . .“ (Изв. ГГО, № 1, 1927).

Несмотря на трудность задачи, чуть ли не фантастичность ее для своего времени, она не устрасила Молчанова, тогда еще молодого ученого.

Работа над новым методом исследования атмосферы стимулировалась все возрастающими запросами к аэрологии. Эти запросы прежде всего поступали от быстро развивающейся авиации: советские самолеты летали все выше и дальше, побивая мировые рекорды; прокладывались новые авиатрассы в малонаселенных, необжитых районах. Наше правительство ставило перед учеными крупнейшие проблемы: исследование стратосферы, изучение и освоение Арктики, изучение и борьба с засухами и др. — все они не могли быть разрешены без соответствующих аэрологических исследований.

Совершенствование аэрологических наблюдений и широкие трехмерные исследования атмосферы были необходимы также для развития методов прогноза погоды; текущая оперативная работа требовала регулярных наблюдений в свободной атмосфере, результаты которых могли бы незамедлительно передаваться в Службу Погоды.

Разработка нового метода зондирования атмосферы и его последующее распространение шли быстро и успешно благодаря вниманию к этому вопросу научной общественности и правительственных организаций, на что неоднократно указывал и автор метода: „Благодаря моральной и материальной поддержке, оказанной правительственными органами, работы были успешно закончены“ — писал он в одной из своих книг („Атмосфера“, 1938, стр. 44).

Приступив в 1923 г. к разработке увлекшей его идеи, на первых порах, отыскивая пути для решения поставленной задачи, Молчанов работал один, но затем к работе над новым методом зондирования атмосферы были привлечены и другие лица. Молчанов всегда отмечал, что его главными помощниками при конструировании радиозонда были А. А. Ершов и механики И. И. Семенов и П. М. Баклунов. На следующих стадиях работы — при испытании прибора, отработке метода радиозондирования и последующих усовершенствованиях в той или иной мере участвовал почти весь, небольшой в то время¹ коллектив сотрудников Аэрологической обсерватории.

Начиная с 1927 г., в изданных отчетах Обсерватории (в ее „Трудах“) имеются сведения об испытании метода.

В отчете за 1927 г. напечатано:

„ . . . производились испытания предложенного П. А. Молчановым метода передачи показаний прибора на расстояние при помощи радио. Работы в этом направлении продолжаютя“.

¹ Весь штат Аэрологической обсерватории в 20-х годах состоял из 20 человек, включая обслуживающий и технический персонал.

И в отчете за 1928 г. кратко написано:

„Разработка метода радиозонда продолжалась в течение всего отчетного года“.

Первым конструктивным вариантом радиозонда, как это неоднократно подчеркивал Молчанов в разных статьях и книгах, был гребенчатый радиозонд. Основные особенности его устройства были намечены уже в 1923—1924 гг. Пока шла дальнейшая разработка гребенчатого прибора, Молчанов предложил еще одну схему радиозонда, которую он называл универсальной, но не считал, однако, лучшей, вследствие большей трудности осуществления.

Схема этого второго типа радиозонда представлена на рис. 1.¹ Здесь приемники метеорологических элементов условно помещены в отсеке *N*. Каждый приемник соединен с особым указателем (n_1, n_2, n_3, n_4), перемещающимся в некотором секторе диска *C*. Диск находится в отсеке *M* вместе с часовым механизмом или другим двигателем, вращающим стрелку *m*.

Эта подвижная стрелка *m* контактирует с указателями *n* и с постоянным контактом *A*; по времени прохождения стрелкой от контакта *A* до контактов n_1, n_2, n_3 и n_4 можно найти смещение указателей относительно *A* и, следовательно, определить изменение метеорологических элементов. Механизм *M* соединен через передатчик *R* с хронографом, на ленте которого отмечаются моменты контактов стрелки *m* с *A, n_1, n_2, n_3* и n_4 . Движение стрелки *m* и ленты хронографа должны быть равномерными; требуется большая точность и равномерность работы часового механизма или другого двигателя, вращающего стрелку *m*.

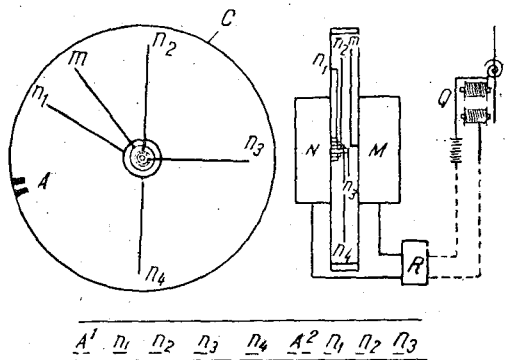


Рис. 1. Схема радиозонда с часовым механизмом.

Прибор, построенный на этом принципе, Молчанов называл вначале „радиометеорограф“ (так как он давал запись показаний на хронографе), а позже называл „радиозонд с часовым механизмом“.

На таком принципе впоследствии были сконструированы радиозонды французский (конец 1930 г.), швейцарский и канадский; все они теперь обычно называются хронометрическими радиозондами.

Разработка описанной выше принципиальной схемы хронометрического радиозонда была закончена Молчановым в 1927 г. и тогда же им запатентована. Первый экземпляр прибора был изготовлен в мастерских Аэрологической обсерватории в 1928 г.

Принцип устройства радиозонда с часовым механизмом Молчанов докладывал в 1927 г. на Международной конференции по исследованию высоких слоев атмосферы, состоявшейся в Лейпциге. Вскоре, в июне 1928 г. „пробный радиометеорограф“ демонстрировался на международном съезде общества Аэроарктика в Ленинграде и затем в конце года был выставлен на Международной выставке воздушного транспорта в Берлине . . . „а после выставки передан директору Линденбергской обсерватории проф. Хергезелю“ (Отчет Аэрологической обсерватории за 1928 г., Труды АО, вып. IX). Тогда же (в 1928 г.) в Трудах Лейпцигской конференции по высоким слоям атмосферы и в XIV томе журнала „Beitr. z. Physik d. freien Atmosph.“ опубликовано описание радиозонда с часовым механизмом. Так что новый прибор стал широко известен в международных научных кругах.

В сущности говоря, 1927 г. уже и следует считать годом „рождения“ радиозонда.

В это время советский прибор никаких конкурентов на международной арене не имел. Ни одна страна не могла предложить Международной комиссии по высоким слоям и обществу Аэроарктика прибора, в котором была особенно большая

¹ Beitr. z. Physik d. fr. Atmosph., Bd. XIV, 1928; Аэрология, Гострансиздат, 1931.

необходимость в связи с предпринимаемыми исследованиями свободной атмосферы в Арктических областях. Правда, примерно в это время во Франции (Р. Бюро, 1927 г.) и в США (1927—1929 гг.) производились опыты по приему радиосигналов передатчика, поднятого на змеях или на шарах-зондах, но при этом никаких метеорологических характеристик не передавалось и задача зондирования атмосферы не преследовалась, выяснялась лишь возможность приема радиосигналов.

В 1928 г. на съезде общества Аэроарктика, состоявшемся в Ленинграде под председательством известного полярного исследователя Ф. Нансена, было принято решение применить для исследования атмосферы во время предстоящего полета в Арктику на дирижабле „Граф Цеппелин“ радиозонд Молчанова описанной выше системы. Полет дирижабля намечался на лето 1930 г. В связи с этим Советская арктическая комиссия отпустила средства на завершение работ по конструированию радиозонда. Однако по настоянию некоторых представителей общества Аэроарктика сочли необходимым изготовление радиозонда системы Молчанова для арктической экспедиции поручить немецкой фирме „Аскания“, и советское правительство передало этой фирме заказ на 25 приборов. Но затем заказ был уменьшен до 5 приборов, так как Молчанов настоял на изготовлении части приборов в мастерских Аэрологической обсерватории в Павловске.

В это же время в Павловске продолжалась работа над гребенчатым радиозондом. Особенно интенсивно работа пошла в 1929 г., когда на нее было обращено внимание правительственных организаций и по указанию Совнаркома на завершение работ по радиозонду и на конструирование автоматической метеорологической станции была отпущена значительная сумма денег.

При разработке радиозонда нужно было решить три задачи:

- 1) подготовить приемные части по основным метеорологическим элементам,
- 2) создать предельно легкий передатчик, безотказно работающий при подъеме до высоты по крайней мере 10—15 км,
- 3) разработать удобную систему радиосигналов, передающих показания приемников метеорологических элементов.

Первая чисто аэрологическая задача была наиболее простой для аэрологов, имевших уже опыт конструирования метеорографов, в частности зондового метеорографа, предназначенного для высотных зондирований. Учитывая этот опыт, в новой конструкции легко обошлись без дефицитного в те времена часового механизма, применив для вращения оси коммутатора легкий пропеллер, что давало к тому же выигрыш в весе и имело преимущества при работе прибора в условиях низких температур. Далее, учитывая опыт подъема простых зондов, в отличие от них в новом приборе барокоробка была перенесена в шахту, где помещался и термоприемник. В основном же приемники метеорологических элементов в радиозонде оставались те же, что и в зондовом метеорографе Молчанова.

Система радиосигналов и „гребенчатый“ принцип всей конструкции были весьма остроумно разрешены Молчановым уже в первые годы работы над прибором (в 1923—1924 гг.). Познакомившись с этой системой сигналов и находя ее неудобной вследствие повторности сигналов¹, М. И. Гольцман вскоре разработал другое кодирующее устройство. Свои предложения М. И. Гольцман докладывал в 1925 г. на Всесоюзном геофизическом съезде в Москве и затем опубликовал (Известия ГГО, № 1, 1927 г.). Эти предложения привлекли внимание, но они не были использованы автором или другими конструкторами для аэрологических целей.

Наибольшие трудности возникли при подготовке нужного радиопередатчика. В начале 20-х годов вся радиотехника была в зачаточном состоянии; применительно к аэрологическим задачам ничего готового использовать было нельзя, нужно было все создавать заново. В те годы специалистов-радиотехников насчитывалось единицы, и многие работы выполнялись радиолюбителями. П. А. Молчанов и начал с радиолюбительства. Затем в 1924—1925 гг. он пытался сотруд-

¹ Как известно, в гребенчатом радиозонде сигналы температуры повторяются через четыре: 1, 2, 3, 4, 1, 2, 3, 4 и т. д.

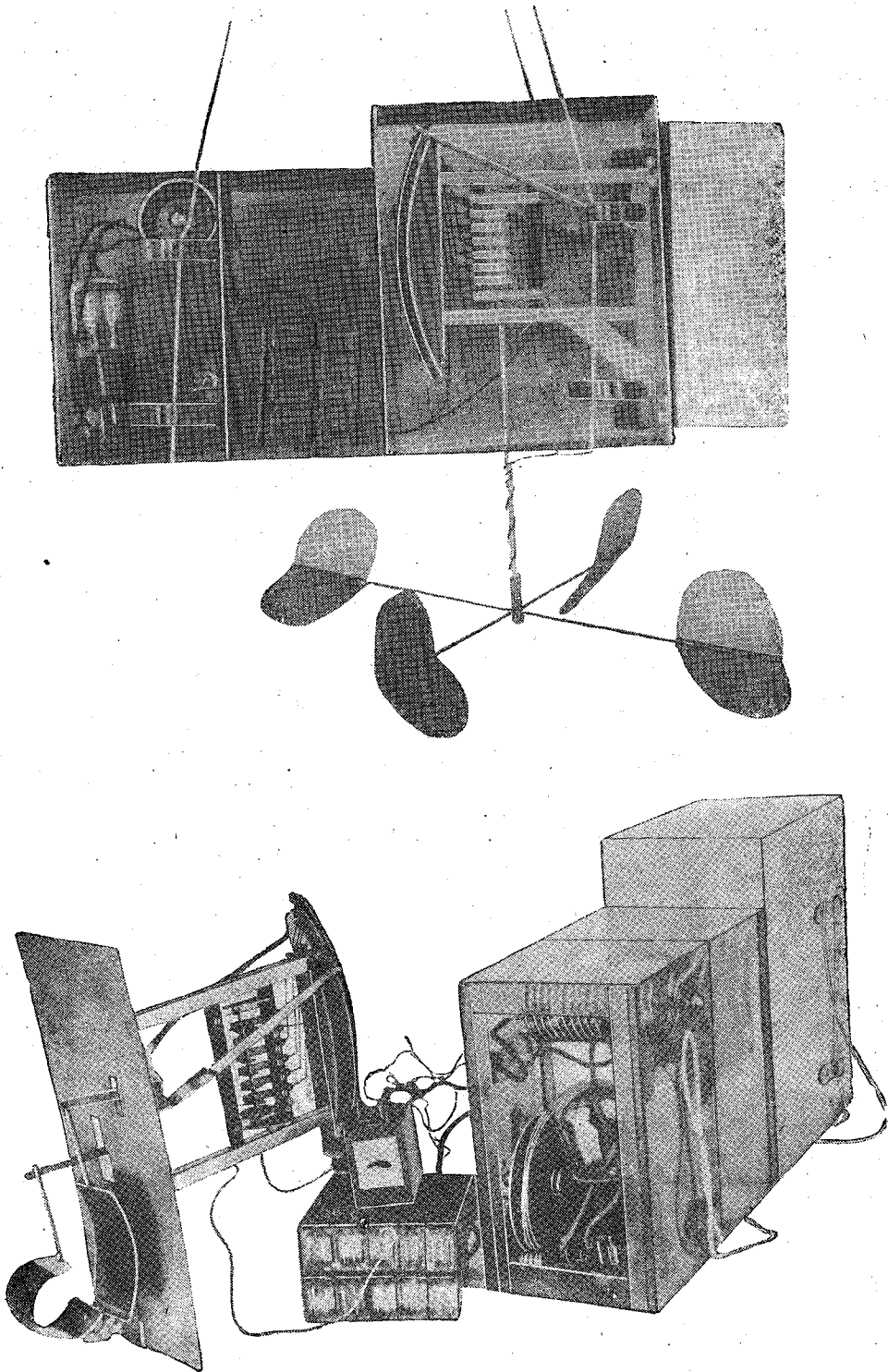


Рис. 2 а, б. Общий вид гребенчатого радиозонда системы П. А. Молчанова образца 1930 года.

ничать с другим радиолюбителем-электротехником отдела поверки Главной геофизической обсерватории — М. Я. Мошонкиным. Некоторые опыты при его участии были проведены, однако работа подвигалась медленно.

В 1926—1927 гг. Главная геофизическая обсерватория предприняла шаги для привлечения к работе Нижегородской лаборатории, руководителем которой, как известно, был крупнейший специалист проф. М. А. Бонч-Бруевич. В 1927 г. Нижегородской лабораторией был изготовлен небольшой радиопередатчик, с которым некоторые опыты проводил М. И. Гольцман. Но для подъема на шарах-зондах этот передатчик все же оказался не подходящим.

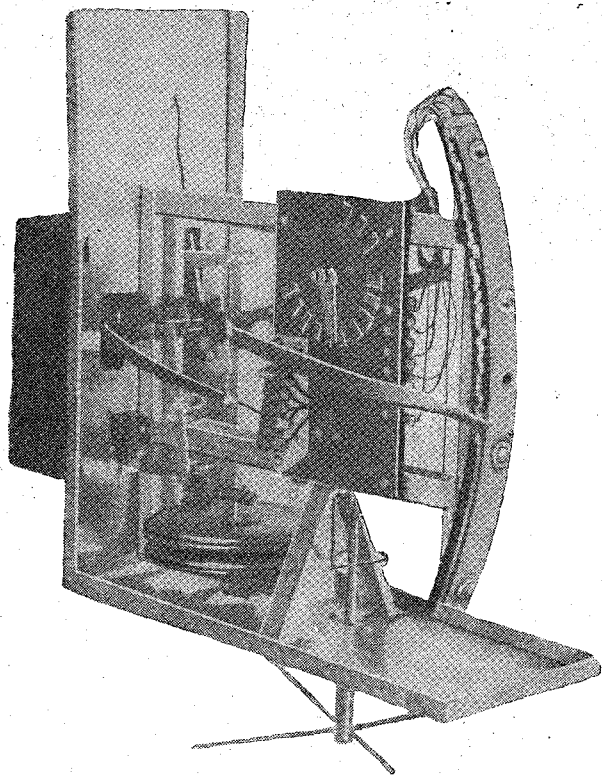


Рис. 2в. Современный радиозонд РЗ-49.

В 1928 г. разработку нужного передатчика взял на себя видный специалист в области радиотехники профессор Ленинградского электротехнического института И. Г. Фрейман. Им был построен небольшой передатчик, который испытывался в лаборатории института, а затем демонстрировался на Ленинградском съезде общества Аэроарктика. Доклад И. Г. Фреймана, прочитанный тогда, опубликован в материалах съезда (*Ergänzungsheft*, Nr 201, zu Petermanns Mitteilungen, 1929).

Работа проф. Фреймана была прервана смертью, последовавшей в начале 1929 г. Радиопередатчик не был им закончен, а проведенные без него испытания передатчика в полете оказались неблагоприятными.

На завершающем этапе конструирования радиозонда над передатчиком работал главным образом А. А. Ершов. В основу окончательного варианта передатчика была взята трехточечная схема, которая применяется в гребенчатом радиозонде и в настоящее время.

К началу 1930 г. работы по созданию прибора были завершены. Опытный образец гребенчатого радиозонда прошел испытания на земле и при подъеме на змеях, можно было наконец выпустить его в свободный полет на шарах-зондах. Для этого выпуска выжидался ясный день, чтобы иметь возможность вести наблюдения в теодолиты. День такой наступил в конце января.

Выпуск произвели 30/1 1930 г. в 13 час. 44 мин. Это и был *первый в мире удачный радиозонд* (рис. 2а). Результаты, полученные им, были тогда же переданы в Бюро Погоды и затем опубликованы в изданиях Аэрологической обсерватории.

Несмотря на значительные сложности, естественные для первого выпуска, все прошло вполне удачно. Сигналы радиозонда принимали в течение 35 мин., на 30—31-й мин. на высоте 7,8 км была достигнута стратосфера. Распределение температуры по данным первого радиозонда представлены на рис. 3. Высота зондирования составила 8,9 км, на этой высоте, как показали базисные наблюдения в теодолиты, шар лопнул и подъем прибора прекратился.

После первого радиозонда в том же 1930 г. было произведено еще несколько выпусков. Проведение этих дальнейших выпусков затруднялось подготовкой радиозондов, так как все они изготовлялись своими средствами в мастерских Аэрологической обсерватории.

За результатами первых подъемов следили как в СССР, так и за рубежом. Особый интерес к новому методу исследования атмосферы проявлялся в связи с подготовкой к Международному полярному году. Обсуждая организацию этих исследований, крупнейший английский метеоролог Н. Шоу в мае 1930 г. писал:

„Среди многих способных метеорологов России нужно назвать П. А. Молчанова, руководителя работ по верхним слоям атмосферы в бывшем Павловске, теперь Слуцке. Каждый, кто близок с международной работой в метеорологии, должен признать в Молчанове исключительный талант по разрешению инструментальных трудностей в исследовании высоких слоев атмосферы.

Несколько недель тому назад он прислал мне копию записи, полученную им от шара-зонда автоматически, без проводов, и после этого он опубликовал описание прибора“. (Quart. Journ. R. Meteorol. Soc., vol 56, 1930, стр. 353).

И далее Шоу говорит, что в данном случае разработка задачи, выдвинутой обществом Аэроарктика, привела к результатам, открывающим новую эру в метеорологии. Так высоко он оценивал создание радиозонда.

В январе 1931 г. проводились испытания радиозонда в высоких широтах опять же в связи с подготовкой к полярному году. С этой целью Ленинградским институтом гражданского воздушного флота была направлена небольшая экспедиционная группа под руководством П. А. Молчанова и А. А. Ершова в с. Полярное (под Мурманск). В период с 12 по 16/1 там были выпущены

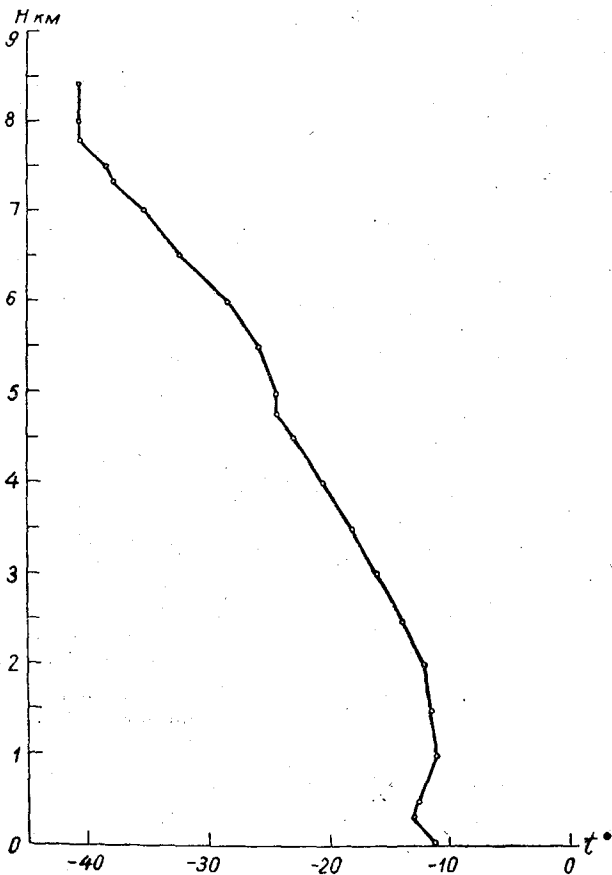


Рис. 3. Распределение температуры по показаниям первого радиозонда 30 января 1930 г. 13 час. 44 мин. Павловск (под Ленинградом).

9 радиозондов. Высота подъемов была невелика (наибольшая 10,5 км) из-за неудовлетворительного качества оболочек, но все же была выяснена полная пригодность метода для зондирования в сложных условиях полярной ночи.

Летом этого же 1931 г. (26—31/VII) состоялся арктический рейс дирижабля, организованный Международным обществом „Аэроарктика“. В этой экспедиции от СССР участвовал Молчанов, ему-то и предстояло произвести выпуски своих радиозондов с дирижабля по пути следования и в районе полюса. Для осуществления этих выпусков дирижабль был специально оборудован, на что потребовались дополнительные средства. „Это составило расход в 30 000 марок, которые были оплачены Херстом,¹ который предполагал кое-что получить от нашего полета“. (Молчанов. Журн. „Мироведение“, № 3—4, 1931). Для выпуска радиозондов в нижней части дирижабля, по предложению Молчанова, был устроен

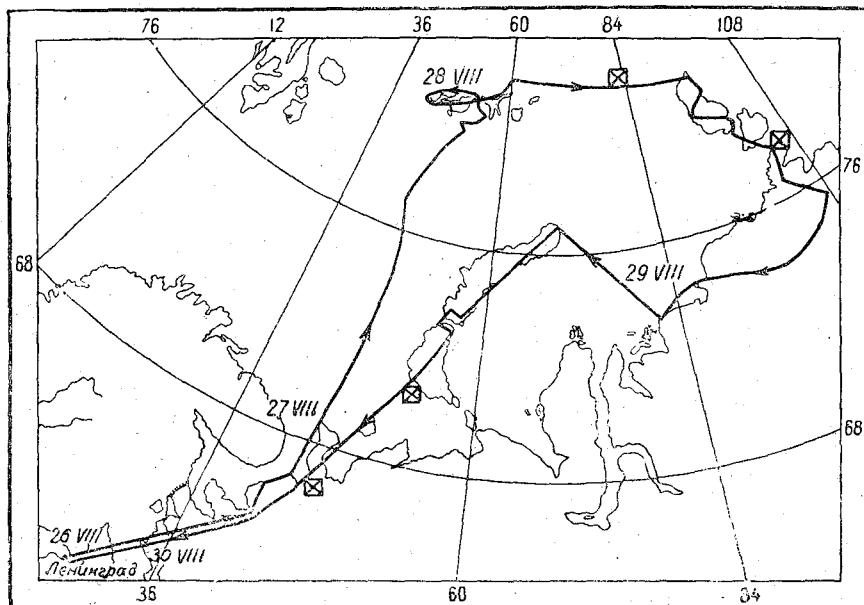


Рис. 4. Маршрут арктического рейса дирижабля „Граф Цеппелин“ 26—30 августа 1931 г.

× — пункты выпуска радиозондов.

большой люк (4 м²); через этот люк прибор вначале опускался под дирижабль, а затем поднимался вверх. Такой метод выпуска радиозондов с движущегося дирижабля Молчанов считал наиболее правильным.

С дирижабля во время арктического полета было выпущено четыре радиозонда. Маршрут полета с указанием места зондирования приведен на рис. 4. Несмотря на сложности выпуска зондов с летящего корабля, все четыре подъема были удачными; наиболее высокие из них достигли 16—17 км и три радиозонда проникли в арктическую стратосферу. Этими зондированиями было положено начало изучения высоких слоев атмосферы над Арктикой. Первые же результаты этих зондирований представляли большой научный интерес. Ими было, например, показано, что арктическая тропопауза не так низка, как предполагали раньше — во всех трех случаях тропопауза начиналась выше 10 км; было отмечено также в стратосфере повышение температуры к более высоким широтам.

Исследования 1931 г. подготовили проведение аэрологических наблюдений во время полярного 1932—1933 г. В этом году в Советской Арктике было выпущено уже несколько десятков радиозондов — в Бухте Тихой — 30, в Полярном — 14, на Новой Земле (Маточкин Шар) — 13. Неуклонно возрастало и число радиозондирований в Павловске: в 1930 г. было выпущено 11 радиозондов, в 1931 г. —

¹ Херст—глава крупнейшего газетно-журнального концерна США.

12, в 1932 — 55, 1933 — 273, а 1934 г. обсерватория перешла на регулярные двукратные зондирования новым методом.

Вслед за успешными подъемами радиозондов в СССР начались выпуски их и в других странах.

В Германии первый выпуск радиозонда системы Дуккерта состоялся в мае 1930 г., однако подъем не был вполне удачным, так что результаты его не опубликованы как ненадежные; прибор дорабатывался и выпуск был повторен лишь через год. Между тем немцы очень спешили с окончанием разработки радиозонда, рассчитывая применить его во время полета дирижабля в Арктику. Но это не удалось им, приборы подготовить не успели. Несколько радиозондов Дуккерта были выпущены во время полярного года на германских судах, а позже они применялись уже более систематически в Линденбергской обсерватории.

Во Франции первый выпуск радиозонда системы Р. Бюро был произведен в сентябре 1930 г.; затем эти приборы выпускались в нескольких пунктах во время Второго Международного полярного года,¹ но к систематическим радиозондированиям во Франции приступили значительно позже, а сеть таких зондирований там организована лишь после войны — в 1946—1947 гг.

В США радиозонд разработан в 1935—1936 гг. и получил применение лишь с 1937 г. Интересно, что в 1947 г. в США отмечалось десятилетие радиозондирования.

В начале 30-х годов советский гребенчатый радиозонд применялся как в международных исследованиях атмосферы, так и в отдельных странах. В эти годы радиозонды выписывались из СССР в Голландию, Индию, Польшу, Канаду, Венгрию.

Так, в 1936 г. Метеорологический департамент Индии запросил из Павловска (Слущка) 10 комплектов радиозондов, ссылаясь на то, что им успешно выпущены уже 10 радиозондов системы проф. Молчанова, присланные в августе 1935 г. президентом Международной полярной комиссии проф. Лякуром (Метеорология и гидрология, № 5, 1936, научная хроника).

Голландский ученый д-р Каннегитер провел по поручению полярной комиссии испытание гребенчатого радиозонда, организовав ряд параллельных подъемов с самолетом. Результаты этих испытаний были весьма благоприятны в отношении оценки радиозонда.² Вслед за этим серию гребенчатых радиозондов Каннегитер выпустил во время 2 МПГ в Исландии. Результаты этих наблюдений были изданы и присланы Каннегитером Молчанову со следующим письмом:

„Искренно поздравляю Вас, что Ваша первоначальная идея, впервые высказанная Вами на Лейпцигской конференции, привела к таким большим успехам. Считаю за честь для себя прислать Вам опубликованные результаты наблюдений станции „полярного года“ в Исландии. Я убежден, что радиозонды вытеснят окончательно прежний регистрирующий прибор“.

Первые результаты радиозондирования обсуждались на сессии Международной аэрологической комиссии, которая происходила с 30/VIII по 4/IX 1934 г. в Фридрихсхафене. На втором заседании Комиссии 31/VIII 1934 г. был заслушан доклад Молчанова об исследованиях с помощью радиозонда и в протоколе заседания записано:

„Г. Ван-Эвердинген благодарит от имени комиссии г-на Молчанова за его сообщение и за работу, которую он провел во время полярного года для исследования высоких слоев атмосферы“.

И на заключительном седьмом заседании комиссии утверждается резолюция:

„XXVIII. Комиссия приветствует новые мероприятия в области аэрологии в СССР, относительно которых было доложено г. Молчановым и которые прежде всего служат аэрологическим исследованиям высоких географических широт. Комиссия надеется, что и другие страны будут действовать таким же путем не только в полярных областях, но и в других широтах“.

И далее в протоколе отмечено: „Эта резолюция принимается без дебатов“. Протокол подписал председатель Л. Вейкман; на заседании присутствовали виднейшие

¹ Сводку успешных радиозондирований во время 2 МПГ и сведения о подъемах в СССР в начале 30-х годов приведены в статье К. Ланге. BAMS, Vol 16, № 10, 1935; реф. Метеорология и гидрология, № 1, 1936.

² Ergebn. Aerolog. Beobacht., 1932—33. Nederlandsch Meteorol. Institut 106 A, стр XII.

европейские аэрологи: Боссоласко, Каннегитер, Ван-Эвердинген, Хергезель, Хессельберг, А. Пепплер, В. Пепплер, Шмидт, Вайсала, Верле, Дуккерт и др.

Ко времени этой сессии Международной аэрологической комиссии радиозонд уже стал регулярным методом зондирования атмосферы в Павловской аэрологической обсерватории и прибор был существенно усовершенствован по сравнению с первыми выпусками. Следует иметь в виду, что разработка метода радиозондирования не закончилась первыми выпусками радиозондов, а в сущности только началась с них. Постепенно вырабатывалась техника подготовки и выпуска приборов, методы обработки радиосигналов, анализа результатов. Все время совершенствовался и прибор. Прежде всего были достигнуты улучшения в радиотехнической части и во внешнем оформлении прибора. Это благоприятно сказалось на изменении его веса: первый радиозонд весил около 3 кг, затем 2,5; 2,0; 1,8 и с 1935 г. — 1,2 кг. Уменьшение веса прибора способствовало увеличению высот зондирования. Позже (в 1937—1938 гг.) Молчанов сконструировал малые облегченные модели гребенчатого радиозонда, предназначенные им для наиболее высоких зондирований, как он предполагал, вплоть до высот 40 км, вес этих зондов составлял 600 и 300 г. Эти последние модели испытывались, но не вошли в широкое употребление, а в последние годы оказались незаслуженно забытыми. Сейчас в СССР применяется гребенчатый радиозонд большой модели, вес его около 1 кг.

Весьма важным усовершенствованием радиозонда было расширение измеряемых характеристик. Первые радиозонды передавали только давление и температуру. В 1934—1935 гг. введено измерение влажности, причем передача влажности разрешена была Молчановым исключительно просто и остроумно. В дальнейшем в Аэрологической обсерватории разрабатывалась методика измерения с помощью радиозонда границ облаков, зон обледенения, турбулентности и некоторых других физических характеристик.

Еще раз подчеркнем, что в разработке и развитии метода радиозондирования принимал участие весь коллектив Аэрологической обсерватории; душой всех работ оставался Молчанов, но каждый вносил в развитие метода что-нибудь и от себя. В этом состояло творческое применение нового метода зондирования атмосферы.

Трудно здесь перечислить все работы, связанные с разработкой метода радиозондирования, и оценить долю участия отдельных сотрудников. Укажу лишь, что в конструктивной доработке прибора, в его постепенной модификации принимали участие А. А. Ершов, П. А. Воронцов, С. И. Соколов, Б. М. Лебедев; методике обработки радиозондов вначале отработывали наиболее опытные аэрологи: Н. Я. Кораблев, Т. Н. Кладов, Н. Ф. Накоренко, а впоследствии и другие сотрудники обсерватории.

Важные методические работы проводились по выяснению точности метода радиозондов. Эти работы были начаты с первых же подъемов радиозонда, когда одновременно с выпуском радиозонда поднимались змеи, а при наличии возможности проводились и самолетные зондирования.

Особенно же большую и важную работу выполнял коллектив Аэрологической обсерватории при организации сети станций радиозондирования. Первая небольшая сеть станций была открыта, как уже упоминалось, в период Второго Международного полярного года (1932—1933 г.) в Арктике. Работа этих станций естественно еще не была регулярной. В следующем году (1933—1934) арктические аэрологические станции выпустили уже значительное число радиозондов. В конце 1934 г. по приказу ЦУЕГМС создана сеть станций радиозондирования на всей территории СССР. Кроме уже действующих арктических станций системы ГУСМП, были открыты 25 станций: 10 аэрологических центров с ежедневным радиозондированием, 15 — подцентров, зондирующих в международные дни.

В следующие годы число пунктов радиозондирования все возрастало и в настоящее время в СССР существует свыше 100 станций двукратного, а в ряде обсерваторий и четырехкратного радиозондирования.

Внедрение метода радиозондирования было сопряжено со многими большими трудностями. Напомним наиболее существенные из них. Для подъема довольно тяжелых радиозондов не было нужных оболочек и приходилось применять несколько

оболочек небольшого размера; нередко подьёмы происходили на целой гирлянде маленьких шаров, что создавало большие неудобства и не обеспечивало больших высот зондирования. Лишь постепенно было освоено изготовление больших оболочек хорошего качества. Для обеспечения радиозондирования требовалось большое количество водорода и невозможно было отдаленные станции и полярные зимовки снабдить нужным запасом компрессированного водорода. Встал вопрос о водородном генераторе простейшего типа. Газогенератор был разработан в Институте аэрологии и передан в производство для оборудования аэрологических станций. При возросшем числе выпусков радиозондов маленькие мастерские Института аэрологии не могли обеспечить изготовление приборов. Потребовалось организовать массовое производство приборов и их поверку. Наконец, отсутствовали кадры радиозондистов; их стали готовить на специальных курсах при Институте.

В настоящее время радиозондирование — наиболее широко распространенный метод исследования атмосферы. Мировая сеть радиозондирования насчитывает более 500 станций.

За истекшие 25 лет созданы различные конструкции радиозондов и у нас, и за рубежом; многие страны имеют не одну, а несколько конструкций радиозонда. Радиотехника далеко шагнула вперед со времени первых опытов по разработке радиозонда и сейчас имеются все предпосылки для привлечения новых радиотехнических средств к исследованию свободной атмосферы и создания более совершенных радиозондов. И все же *первый простейший гребенчатый радиозонд П. А. Молчанова выдержал испытание времени* и до сих пор имеет наибольшее применение из всех других систем радиозондов.

Нет необходимости доказывать в наше время огромное значение и перспективность метода радиозондирования — это признано всеми. Но все же, говоря о радиозондах, мы теперь обычно останавливаемся на их недостатках, забывая их важнейшие преимущества перед другими методами зондирования атмосферы. Уместно сейчас вспомнить именно об этих преимуществах.

Радиозонд впервые обеспечил возможность регулярного зондирования во всех географических районах и при любых условиях погоды; это представляло огромный скачок от прежних методов зондирования атмосферы, имеющих большие ограничения в применении.

Радиозонд обеспечил наиболее быстрое получение данных зондирования и до сих пор является наиболее оперативным методом.

Радиозонд остается единственным методом регулярного зондирования атмосферы выше 10 км, причем в настоящее время даже средние высоты зондирования на многих пунктах составляют около 20 км, а наибольшие достигают 30—35 км, причем возможно поднять потолок зондирования до 40 км.

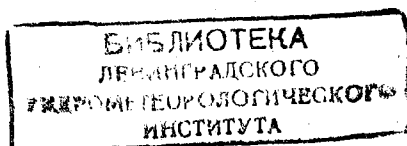
В связи с этими достоинствами метода радиозондирования применение его имело решающее значение в разрешении ряда проблем и для развития исследований свободной атмосферы.

Так, с первых же лет своего существования радиозонд проник в высокие широты и имел большое значение для изучения и освоения Арктики.

С помощью радиозондов проведены важнейшие исследования тропопазы и нижней стратосферы, в последние годы открыты струйные течения.

Создание сети радиозондирования обеспечило развитие аэроклиматологии; к настоящему времени изучены не только среднее распределение метеорологических элементов в свободной атмосфере, но и изменчивость этих элементов в пространстве и времени.

Первостепенное значение имеет радиозондирование атмосферы для синоптических исследований и для оперативной работы Службы Погоды. До введения радиозондирования трехмерность синоптического анализа основывалась на данных „косвенной аэрологии“, т. е. была больше на словах, чем на деле. Регулярное радиозондирование позволило поставить исследование важнейших синоптических объектов: фронтов, воздушных масс и др. Наконец, лишь на основе данных сети радиозондирования могли быть разработаны вертикальные разрезы, карты барической топографии и другие высотные карты.



Основанные на данных радиозондирования разносторонние аэросиноптические и аэроклиматологические исследования продолжают развиваться в СССР и в других странах. Мировая научная общественность готовится к проведению Международного геофизического года. В этом крупнейшем мероприятии важное место отводится аэрологическим исследованиям, в проведении которых большую роль, как и в Международный полярный год, играет метод радиозондирования.

В исследовании и завоевании атмосферы наша Родина имеет славные традиции и русским ученым во многом принадлежит приоритет.

Нашей Родине принадлежит также приоритет в создании радиозонда, идея и конструкция которого столь успешно были разработаны проф. П. А. Молчановым. Развитие радиозондирования, совершенствование метода и проведение широких исследований по физике свободной атмосферы — ответственная и важная задача, стоящая и в настоящее время перед советскими аэрологами.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА ЛЕТОМ В РАЙОНЕ ЦИМЛЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

В июле 1954 г. Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова (ГГО) была проведена экспедиция на Цимлянское водохранилище. В числе выполненных работ было проведено исследование вертикальных движений воздуха при помощи уравновешенных шаров-пилотов.

Впервые в Советском Союзе аналогичные исследования ветрового режима в районе водоемов были проведены проф. П. А. Молчановым на озере Плещеево [1]. В данной экспедиции были широко использованы предложенные Молчановым некоторые методы, в частности метод уравновешенных шаров-пилотов с подвеской демпфирующей плоскости.

Наблюдения за уравновешенными шарами проводились в двух пунктах — на берегу водохранилища, в юго-восточной его части, называемой в дальнейшем „береговая точка“, и на „острове“, примерно в средней части водохранилища. Пункт наблюдения (береговая точка) был расположен на расстоянии 500—800 м к востоку от берега Цимлянского водохранилища на совершенно ровном и слегка покатом к морю участке степи. Степь была покрыта плотным высохшим травянистым покровом. В южной части от пункта наблюдений на расстоянии около 300 м располагался залив шириной примерно 100—120 м.

Островная точка была в северо-западной части южной половины водохранилища, на одном из группы островов. При высокой воде эти острова покрывались водой, но в период наблюдений район представлял значительный участок суши в виде группы мелких отдельных островов, разделенных небольшими протоками. Все острова были лишены какой-либо растительности и представляли слегка всхолмленные участки чистого песка. Пункт наблюдений располагался у самого уреза воды.

За период работы экспедиции на береговой точке было выпущено 62 уравновешенных шара и на острове — 18 шаров. При дальнейшем рассмотрении, ввиду малого числа наблюдений на острове, все они объединены в одну группу без подразделения по месту выпуска шара.

По данным наблюдений за уравновешенными шарами можно сделать подсчет:

- 1) вертикальной скорости макропульсаций — W' см/сек.;
- 2) вертикальной составляющей пути вихря — L м.;
- 3) времени сохранения пульсаций одного знака — T сек.;
- 4) скорости ветра — V м/сек.;
- 5) угла наклона воздушного потока к горизонту — α отдельно для восходящих и нисходящих потоков.

Кроме того, для каждого шара строилась в масштабе горизонтальная проекция его перемещения, по которой определялись переломные точки в движении шара. Все эти данные позволяли исследовать отдельные траектории движения шара, а следовательно, и воздушных потоков с учетом строения подстилающей поверхности, над которой пролетал шар, и получить некоторые осредненные характеристики воздушных потоков для разного времени суток и различных по высоте слоев.

Здесь мы не будем останавливаться на точностях и ошибках метода уравновешенных шаров и областях его применения. Эти вопросы подробно разобраны в работах автора [2, 3].

Во время работы экспедиции в районе водохранилища синоптическая обстановка характеризовалась наличием сравнительно длительных антициклональных периодов, прерываемых резкими сменами барических систем и прохождением фронтальных разделов. Но и при антициклонах с размытым барическим полем часто наблюдалось образование внутримассовой мощно-кучевой и грозовой облачности с кратковременными шквалистыми ветрами. Иногда днем в степи отмечалось образование пыльных вихрей (смерчей), а также наблюдались характерные для сильной конвекции случаи непрерывного образования над земной поверхностью множества отдельных струй воздуха, создающих эффект „дрожания“ атмосферы и расплывчатые изображения предметов на горизонте.

В целом погода характеризовалась хорошо выраженным суточным ходом всех метеорологических элементов с отсутствием облаков, глубокой радиационной инверсией ночью и значительной термической неустойчивостью в дневные часы.

Средние характеристики вертикальных движений

В первую очередь рассмотрим суточный ход величин W , L , T , V и α для восходящих потоков.

Выпуски уравновешенных шаров-пилотов производились с земной поверхности; поэтому высота подъема не превышала 200 м, и лишь отдельные шары поднимались выше 200 м, да и то только в дневные часы. Поэтому можно считать, что приведенные в табл. 1 данные характеризуют в полуденные часы слой до 200 м, а в утренние и вечерние не выше 25—50 м.

В табл. 1 приведены основные характеристики для всего исследуемого слоя, в табл. 2 — только случаи с движением шара от 10 м и выше. Поскольку траектория одного уравновешенного шара могла зарегистрировать несколько восходящих и нисходящих потоков, то число случаев n больше, чем количество выпущенных шаров.

Суточный ход средних величин

Таблица 1

| Время суток | Восходящий поток | | | | | | Нисходящий поток | | | | | |
|-------------|------------------|-----|-----|-----|----------|-----|------------------|-----|-----|-----|----------|-----|
| | W | L | T | V | α | n | W | L | T | V | α | n |
| 4—6 | 9 | 7 | 55 | 2,6 | 2 | 29 | 7 | 3 | 41 | 2,7 | 2 | 24 |
| 6—8 | 27 | 34 | 139 | 3,2 | 5 | 17 | 13 | 6 | 60 | 3,9 | 2 | 12 |
| 8—10 | 30 | — | 133 | — | — | 20 | 21 | 12 | 32 | 3,7 | 3 | 15 |
| 10—12 | 33 | 55 | 107 | 4,0 | 5 | 17 | 26 | 21 | 62 | 5,5 | 3 | 8 |
| 12—14 | 49 | 68 | 97 | 4,1 | 7 | 29 | 24 | 13 | 46 | 4,3 | 4 | 26 |
| 14—16 | 26 | 31 | 68 | 3,2 | 5 | 31 | 19 | 16 | 48 | 3,2 | 4 | 24 |
| 16—18 | 14 | 17 | 58 | 3,1 | 3 | 7 | 8 | 2 | 22 | 2,8 | 2 | 4 |
| 18—20 | 19 | 18 | 78 | 3,3 | 3 | 34 | 16 | 6 | 33 | 3,2 | 1 | 25 |

На рис. 1 нанесен несколько сглаженный суточный ход основных характеристик восходящих потоков с разбивкой их по тем же слоям. Можно отметить наличие хорошо выраженного суточного хода W и L , параллельного ходу температуры воздуха, с максимумом $W=49$ см/сек. и $L=68$ м в полуденные часы и минимумом $W=9$ см/сек. и $L=7$ м утром.

Для нисходящих потоков наблюдаются те же зависимости.

Значения W и L в слое от 10 м и выше больше тех же данных из табл. 1 примерно на 10%. Продолжительность пульсаций одного знака (T сек.) имеет за сутки два максимума — один около 8 час., другой в 16—18 час. и два минимума — в полуденные часы и утром. В полуденные часы минимум T обусловлен

интенсивным развитием конвективной турбулентности, утром вертикальные движения очень малы и непродолжительны по времени. В нисходящем потоке наблюдаются примерно те же особенности в ходе T . Средний угол наклона воздушного

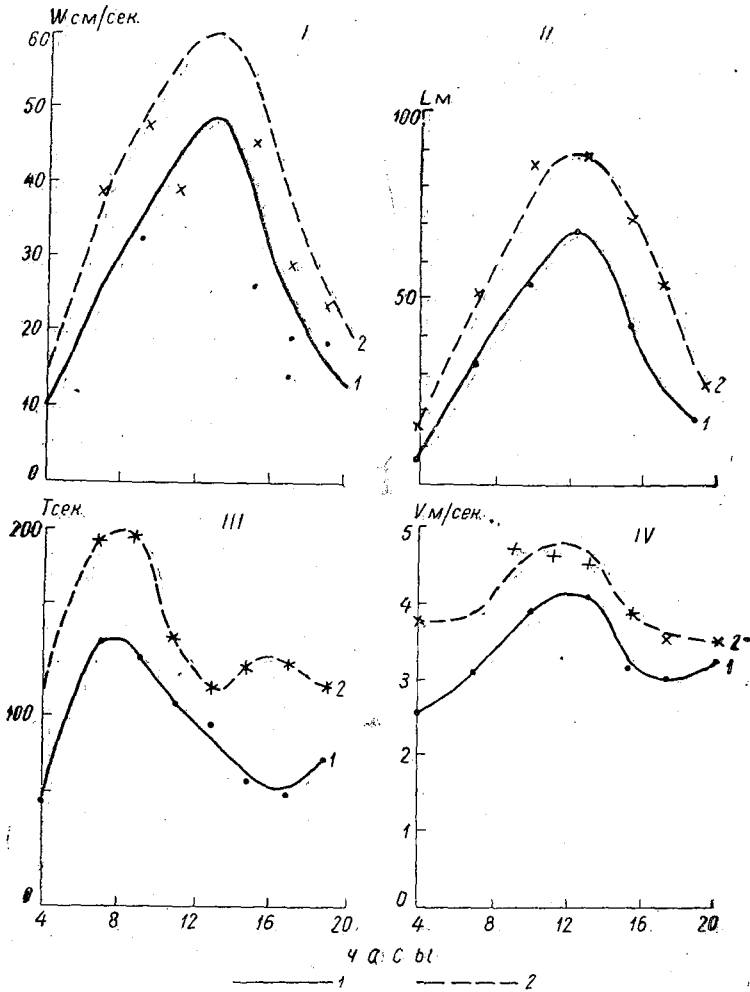


Рис. 1. Средние характеристики вертикальных потоков. I — вертикальные скорости, II — размеры вихрей (струй), III — время сохранения пульсаций одного знака, IV — скорость ветра: 1 — для всего слоя, 2 — для слоя от 10 м и выше.

Таблица 2

Суточный ход средних величин W , L , T , V и α в слое от 10 м и выше

| Время суток | Восходящий поток | | | | | | Нисходящий поток | | | | | |
|-------------|------------------|-----|-----|-----|----------|-----|------------------|-----|-----|-----|----------|-----|
| | W | L | T | V | α | n | W | L | T | V | α | n |
| 4—6 | 14 | 15 | 105 | 3,8 | — | 11 | 6 | 4 | 67 | 3,6 | — | 8 |
| 6—8 | 39 | 52 | 192 | 3,8 | — | 10 | 15 | 9 | 70 | 4,3 | — | 9 |
| 8—10 | — | — | 198 | 4,8 | — | 12 | 30 | 20 | 35 | 4,2 | — | 8 |
| 10—12 | 44 | 86 | 143 | 4,7 | — | 12 | 33 | 21 | 73 | 6,0 | — | 6 |
| 12—14 | 60 | 88 | 115 | 4,6 | — | 22 | 31 | 19 | 50 | 5,6 | — | 19 |
| 14—16 | 45 | 71 | 129 | 3,9 | — | 13 | 31 | 31 | 96 | 3,9 | — | 11 |
| 16—18 | 28 | 54 | 128 | 3,6 | — | 2 | — | — | — | — | — | 1 |
| 18—20 | 24 | 27 | 109 | 3,6 | — | 21 | 21 | 8 | 37 | 3,5 | — | 15 |

потока к горизонту α составляет сравнительно небольшую величину утром и вечером — $1,4^\circ$, в полуденные часы — $7-5^\circ$, для нисходящих потоков величина α несколько меньше и не превышает 4° .

Как видно, вообще все характеристики вертикальных движений значительно больше для восходящих потоков и меньше для нисходящих. Если считать, что основной причиной вертикальных смещений воздуха в летнее время в исследуемом районе является конвекция, то восходящие потоки выражены весьма отчетливо, в то время, когда компенсирующие нисходящие движения значительно слабее. Это может быть только в том случае, если конвективный подъем осуществляется с отдельных небольших по площади участков. Средние значения W и L в районе Цимлянского водохранилища весьма близки к тем значениям, которые получены нами в экспедициях в Каменную Степь [4] и совхоз им. Нансена Саратовской области [5] методом уравновешенных шаров.

Это обстоятельство указывает на примерно одинаковые термодинамические характеристики нижнего слоя атмосферы в этих пунктах.

На рис. 1 видно, что некоторое увеличение величин W , L и T заметно больше для слоя от 10 м и выше.

В табл. 3 приведены те же характеристики в слое от 100 м и выше, т. е. выделены случаи, когда уравновешенный шар от земной поверхности поднимается выше 100 м, очевидно, это были случаи с хорошо развитой конвекцией.

Таблица 3

Суточный ход средних величин W , L , T и V в слое от 100 м и выше

| Время суток | Восходящий поток | | | | | | Нисходящий поток | | | | | |
|-------------|------------------|-----|-----|-----|-----|-------|------------------|-----|-----|-----|-----|-------|
| | W | L | T | V | n | n_1 | W | L | T | V | n | n_1 |
| 4-6 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 6-8 | 66 | 91 | 264 | — | 5 | — | 24 | 11 | 52 | 6,2 | 4 | — |
| 8-10 | 58 | 213 | 337 | 5,9 | 6 | 5 | 44 | 36 | 60 | 7,1 | 2 | 2 |
| 10-12 | 38 | 62 | 152 | — | 8 | — | 39 | 33 | 79 | 5,3 | 4 | — |
| 12-14 | 53 | 110 | 186 | 5,2 | 10 | 2 | 43 | 32 | 78 | 5,1 | 7 | — |
| 14-16 | 65 | 180 | 296 | 4,2 | 4 | — | 54 | 127 | 255 | 3,7 | 2 | — |
| 16-18 | 44 | 106 | 240 | — | 1 | — | — | — | — | — | — | — |
| 18-20 | 58 | 86 | 185 | — | 3 | — | — | — | — | — | — | — |

Примечание. n — общее число уравновешенных шаров, n_1 — число случаев с подъемом уравновешенных шаров на высоту от 300 м и выше.

Судя по данным табл. 3, с увеличением высоты подъема намечается рост значений L , T и W только в нисходящих потоках. В ходе величины W имеется некоторое уменьшение ее в полуденные часы и рост при отдельных подъемах в утренние и вечерние часы.

Число случаев n имеет хорошо выраженный максимум в полуденные часы.

Ввиду малого числа наблюдений суточный ход на этих высотах выражен слабо. Все величины для нисходящих потоков значительно меньше, чем при восходящем движении.

Коэффициент турбулентного обмена

Для характеристики турбулентного состояния атмосферы нами сделан подсчет коэффициента турбулентности по данным шаропилотных наблюдений.

Для этих расчетов была использована формула, предложенная Д. Л. Лайхтманом [6],

$$K = \frac{2l (\lg e)^2}{\left(\frac{d [(u - u_g)^2 + v^2]}{dz} \right)^2},$$

где K — коэффициент турбулентности во всем пограничном слое перемешивания в $\text{м}^2/\text{сек.}$, l — параметр Кориолиса, u и v — составляющие скорости ветра, u_g — составляющая скорости геострофического ветра на ось X , e — основание натурального логарифма.

Эта формула выведена Д. Л. Лайхтманом в предположении стационарного движения, малой кривизны движения частичек и однородности воздушных масс с малыми градиентами температуры. При этих условиях должен наблюдаться рост скорости ветра с высотой с правым его поворотом.

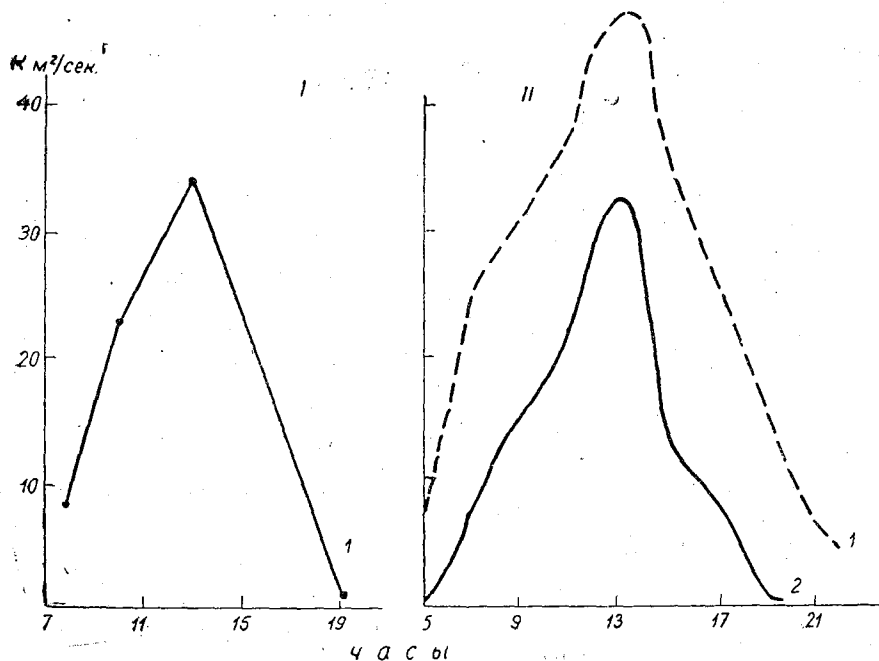


Рис. 2. Суточный ход коэффициента турбулентного обмена.

I — по формуле Лайхтмана, II — по данным уравновешенных шаров: 1 — для всего слоя, 2 — для слоя от 10 м и выше.

Из общего количества (104) шаропилотных наблюдений было выбрано всего 12 подъемов, удовлетворяющих поставленным выше условиям, для них и был подсчитан коэффициент турбулентности.

Таблица 4

Величина коэффициента турбулентного обмена K

| | Часы | | | |
|-------------|------|-----------|-----------|-------|
| | 6—9 | 9—11 | 12—16 | 18—20 |
| | 22,1 | 88 32,1 | 21,6 38,8 | 1,2 |
| | 4,3 | 13,5 32,1 | 60,6 15,2 | |
| | 1,8 | | | |
| Среднее . . | 9,4 | 21,6 | 35,4 | 1,2 |

На рис. 2 приведен суточный ход средних величин K для всего нижнего (пограничного) слоя. Большая часть случаев с подсчетом K приходится на наблюдения при ветрах с суши. Значение величины K возрастает от 8 час. к полудню примерно в 4 раза и резко уменьшается к вечеру.

Средние величины геострофического ветра, полученные при подсчетах K , колеблются в относительно небольших пределах, от 9 до 11 м/сек., причем возможно из-за малого числа случаев суточный ход его не наблюдается.

Приведенные значения K для однородных масс воздуха указывают на относительно большой турбулентный обмен и неустойчивое состояние атмосферы в полуденные часы в районе Цимлянского водохранилища.

Значения K по нашим подсчетам весьма близки к полученным М. П. Чуриновой [7] аналогичным методом значениями K для Каменной Степи.

Допуская линейный рост коэффициента турбулентного обмена с высотой и считая, что K в табл. 4 ориентировочно можно отнести к уровню 100 м, получим примерные значения K на высоте 1 м, уменьшив в 100 раз величину K из табл. 4.

По данным градиентных наблюдений, коэффициент турбулентного обмена на высоте 1 м можно вычислить по формуле

$$K = \frac{\Delta t}{V^2},$$

где Δt — разность температур воздуха на высотах 0,2 и 1,5 м, V — скорость ветра на уровне 1 м.

По подсчетам величины K на высоте 1 м имеют следующие значения:

| Часы | По градиентным наблюдениям | По формуле Лайтмана |
|------|----------------------------|--|
| 7 | 0,11 м ² /сек. | 0,09 м ² /сек. ¹ |
| 13 | 0,25 " | 0,35 " |
| 19 | 0,05 " | 0,01 " |

Как видно, сходимость величин K , подсчитанных двумя методами, является вполне удовлетворительной. Можно также подсчитать величину K по формуле Прандтля:

$$K = W \cdot L,$$

используя материалы наблюдений за уравновешенными шарами-пилотами.

Величины W и L возьмем из табл. 1 и 2. На рис. 2 приведен суточный ход величины K , полученный по данным уравновешенных шаров для всего слоя и для слоя от 10 м и выше. Высоту слоя, к которому относятся значения K , можно считать примерно равной 100—200 м. Как видно, значения K , вычисленные двумя методами, очень близки между собой.

Далее перейдем к рассмотрению отдельных случаев движения уравновешенных шаров.

Усиление скорости ветра при переходе потока воздуха с суши на водную поверхность

Ряд уравновешенных шаров, выпущенных на береговой точке, перемещался на водную поверхность залива. Залив здесь располагался с южной стороны пункта наблюдений на расстоянии около 280—300 м, высота берега от уровня воды была около 1—1,5 м, ширина залива 100—120 м.

При полете уравновешенного шара на высотах до 40—50 м почти всегда наблюдалось резкое снижение высоты шара в момент перехода с суши на воду и усиление при этом скорости ветра.

На рис. 3 и 4 приведены траектории движения нескольких уравновешенных шаров с данными скорости ветра (м/сек. в числителе) и вертикальной скорости воздуха (см/сек. в знаменателе) на разных участках пути над заливом, здесь же дано отношение скорости ветра над заливом к скорости над сушей.

Согласно уравнению неразрывности

$$\frac{dW}{dz} = - \frac{dV}{dx}$$

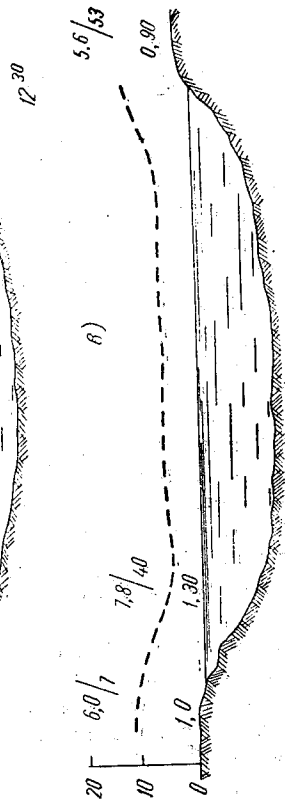
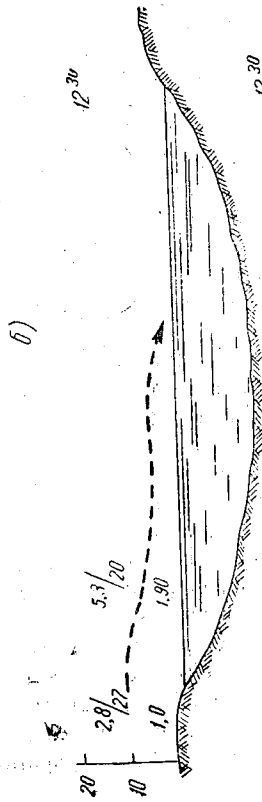
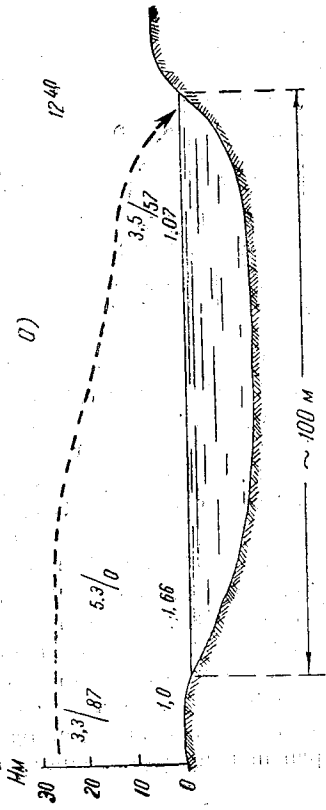


Рис. 3. Траектория движения уравновешенных шаров над залитом 2/VII (а), 6/VII (б) и 8/VII (в).

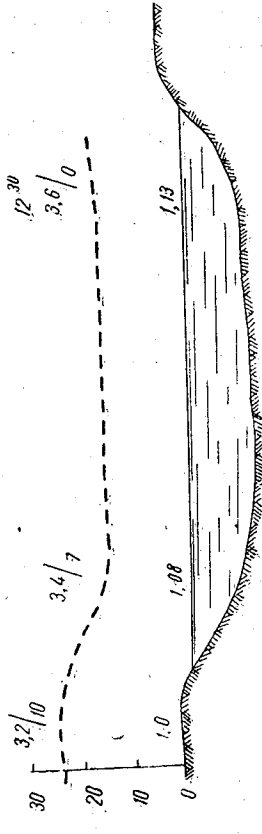
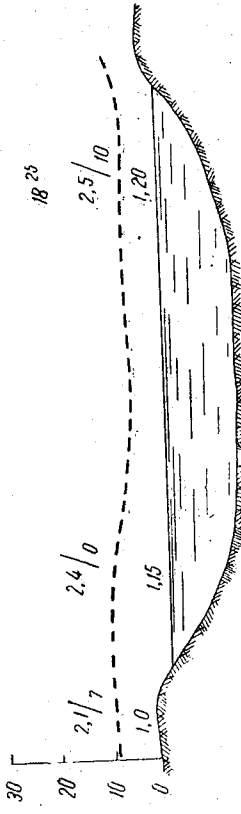
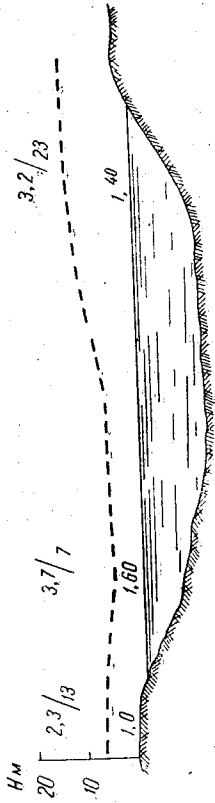


Рис. 4. Траектория движения уравновешенных шаров над залитом 11/VII.

рост скорости ветра должен сопровождаться уменьшением его вертикальной составляющей. Как видно из рисунков, уменьшение шероховатости при переходе воздушного потока на водную поверхность вызывает рост V и уменьшение W . Высота полета шара в момент его подхода к водной поверхности была различной и менялась от 27 до 4—5 м, а в среднем составила 15 м, при переходе на воду шар начинал опускаться в среднем примерно на 5 м, т. е. до 10 м высоты, при дальнейшем перемещении над водой шар снижался еще на 3 м до высоты 7 м. Если при подходе к заливу уравновешенный шар поднимался со средней скоростью около 23 см/сек., то над водной поверхностью он начинал снижаться со скоростью около 15 см/сек.

Скорость ветра при движении шара над сушей около уреза воды составляла в среднем 3,3 м/сек. и менялась в отдельных случаях от 2,1 до 6,0 м/сек. Над водной поверхностью происходило резкое усиление скорости ветра в среднем до 4,7 м/сек. Изменение скорости ветра над водой в отдельных случаях было различным, но всегда наблюдался ее рост. Если принять скорость ветра на суше за 1, то в начале водной поверхности скорость ветра возрастала на 1,43 и во второй части залива на 1,20 по сравнению с соответствующей скоростью на берегу. В отдельных случаях рост скорости ветра менялся от 1,08 до 1,90.

Почти все выпуски шара происходили в полуденные часы при значительной термической неустойчивости. Ввиду малого числа наблюдений выделить особенности суточного хода изменения скорости ветра при его переходе на воду не представляется возможным.

Движение шара при интенсивной конвекции

Как уже отмечалось, иногда над степью наблюдалось усиленное образование и перемещение по вертикали большого числа мелких перегретых струек, создающих эффект дрожания и мерцания воздуха над земной поверхностью. Например, 3/VII в 10 час. 20 мин. было отмечено сильное дрожание воздуха, очертания предметов на горизонте были нечеткие, расплывчатые. Эти явления, как известно, наблюдаются при наличии сильной конвекции.

Уравновешенный шар, выпущенный в 10 час. 3/VII смещался первые 2 мин. почти без изменения высоты на уровне 2—5 м со скоростью 3—4 м/сек. на расстоянии 380 м, но затем над участком с песчаной почвой был подхвачен восходящим потоком и сразу поднялся на 146 м со средней скоростью 70 см/сек. и максимальной величиной $W = 147$ см/сек. При подъеме шара наблюдался также рост скорости ветра от 4 м/сек. на высоте 2 м до 8 м/сек. на уровне 150 м.

Характеристика движения шара за этот срок приведена на рис. 5. Нисходящий поток отмечен в слое от 148 до 100 м со средней скоростью снижения 53 см/сек. Таким образом, при сильной конвекции у земной поверхности мощные конвективные струи возникали не всюду, а только над перегретыми или более шероховатыми участками почвы.

Для иллюстрации строения термических вихрей в дни с повышенной неустойчивостью атмосферы приведем еще серию наблюдений за движением уравновешенных шаров 19/VII 1951 г. в Каменной Степи Воронежской области. В этот день было выпущено 19 шаров, причем часть шаров совершала весьма значительные вертикальные смещения. Облачность в 13—14 час. была 8/7 Cb, Cu cong, Ci и в течение всего дня наблюдалась значительная термическая неустойчивость.

На рис. 6 приведено для различного времени суток распределение по высоте вертикальной скорости W , скорости ветра V , уровня распространения вихря и слоя с максимумом W . За уровень распространения термического вихря мы принимали высоту, на которой наблюдалось резкое уменьшение скорости подъема или полное прекращение подъема уравновешенного шара и начиналось его горизонтальное перемещение или снижение высоты шара. Шары, выпущенные около 5 час. утра, смещались горизонтально, начиная с 6 час., т. е. через 1,5 часа после восхода солнца начали развиваться конвективные токи с высотой распространения до 60—65 м, к 8 час. высота распространения вихрей поднялась до

220 м, а с 10 до 15 час. держалась на уровне 300—340 м и резко начала уменьшаться к вечеру, дойдя к 18—19 час. почти до нуля.

Таким образом, даже при наличии сильной конвекции высота подъема конвективных потоков непосредственно от земной поверхности не превышала 300—340 м.

Второй интересной характеристикой термических вихрей является суточный ход высоты с максимумом вертикальной скорости. Высота с максимумом W также

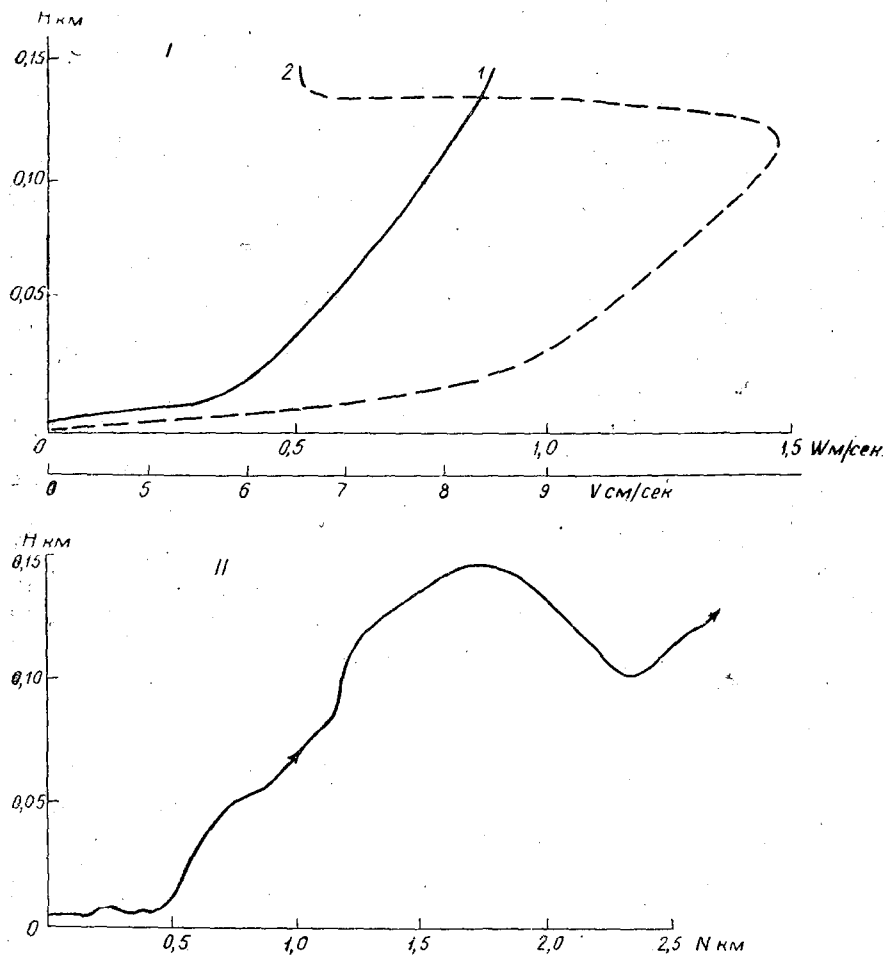


Рис. 5. Движение уравновешенного шара 3/VII 10 час. 20 мин.
I — распределение V (1) и W (2), II — траектория движения шара.

имеет хорошо выраженный суточный ход с наибольшими значениями в полуденные часы. В 6 час. максимум W наблюдался на 50 м, в 8—12 час. — на уровне 120—150 м и в 14 час. — на уровне 240 м, затем наблюдалось уменьшение высоты до нуля к 18—19 час. На рис. 6 пунктиром изображены наблюдения за 9 и 16 час., когда шар перемещался почти без подъема. Это указывает на то, что конвективные потоки возникают над земной поверхностью не непрерывно, а периодически. На том же рисунке приведено распределение по высоте в отдельных вихрях вертикальной скорости и скорости ветра. Как видно, в термических вихрях наблюдается рост W и V с высотой до некоторого уровня, далее идет быстрый спад W обычно до нуля, а иногда даже отмечалось небольшое снижение высоты шара, т. е. отрицательные значения W . Высоту, где значение W достигло своего

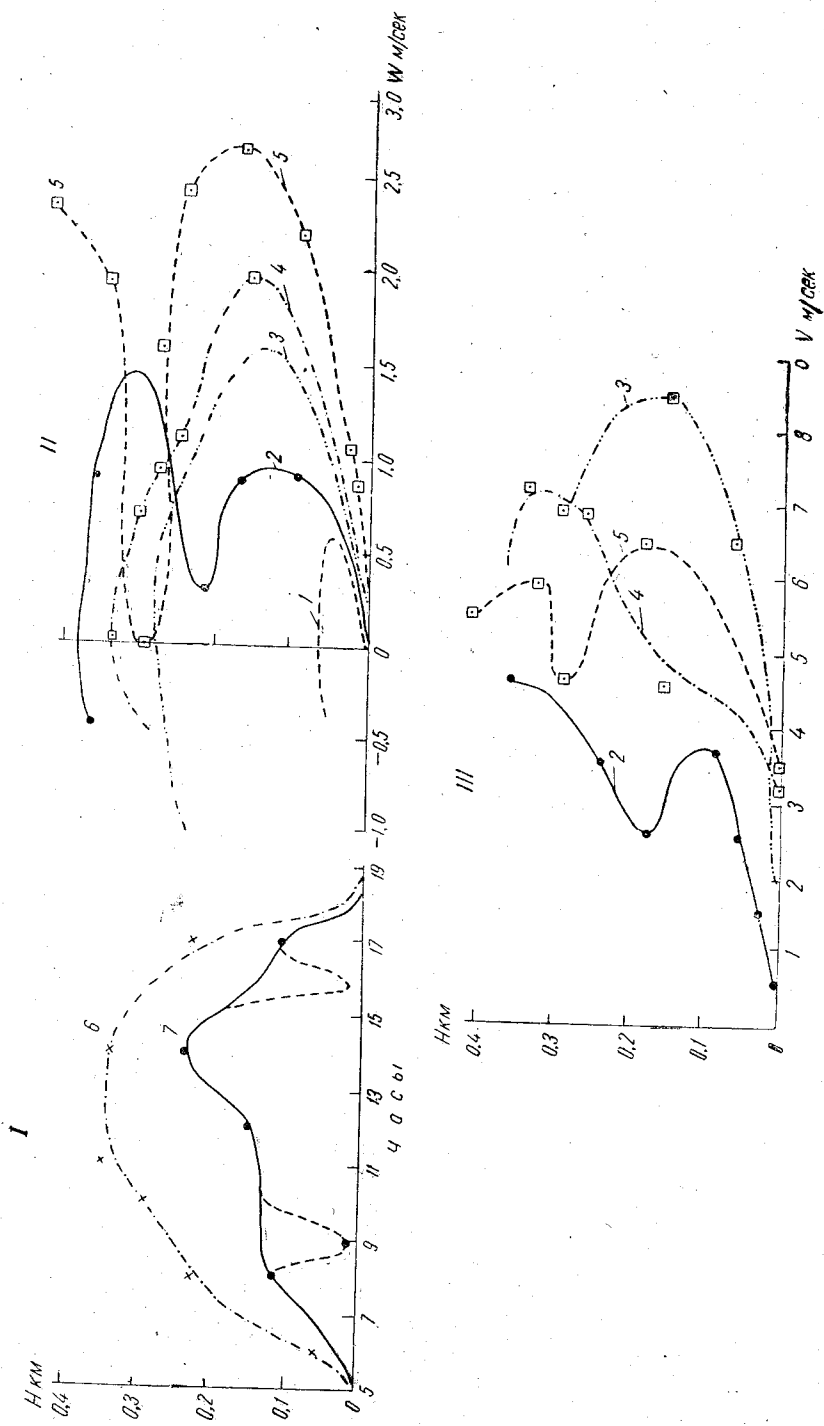


Рис. 6. Структура термических вихрей 19/VII 1952 г. в Каменной Степи.
 I — суточный ход высоты распространения вихря и максимума W; 6 — высота распространения вихря, 7 — максимума W; II — распределение W по высоте, III — распределение W по высоте, 2 — за 8 час., 3 — за 10 час., 4 — за 11 час., 5 — за 12 час.

положительного минимума, мы принимали за путь смещения вихря или за уровень распространения вихря. В некоторых случаях, например, в 8 и 12 час. после первого минимума W наблюдался дальнейший рост W и V , т. е. здесь возникал новый вихрь, но уже образовавшийся не у земной поверхности, а на некоторой высоте. Скорость ветра в зоне с минимумом W также несколько уменьшалась. Скорость ветра до слоя с максимумом V в термическом вихре по сравнению с наземными данными возрастала в 2—3 раза, а иногда и больше.

Следует отметить, что даже в дни с интенсивным конвективным обменом не наблюдалось большого увеличения высоты с максимумом W и слоя подъема вихря, но значительно возрастали сами величины W , меняющиеся от нуля и до 2—2,5 м/сек.

На пути смещения вихря максимум W будет примерно на $\frac{2}{3} - \frac{3}{4}$ пути вихря. Максимальные углы наклона воздушного потока к горизонту α в этот день имели также суточный ход от 14° утром до 33° в дневные часы и совпадали обычно с уровнями максимальных значений W . Можно считать по данным рис. 5 и 6, что после достижения вихрем уровня с максимумом W и V начинал образовываться новый слой, в котором происходило накапливание энергии вихря для следующего подъема. В этом слое с накапливанием энергии вихря наблюдалось уменьшение W часто до нуля, а иногда и наличие небольших нисходящих потоков.

Движение уравновешенных шаров при пыльных вихрях

В период работы экспедиции в степи часто возникали внезапные резкие усиления скорости ветра типа шквалов с большой порывистостью ветра, сопровождавшиеся пыльными вихрями (смерчами) различной интенсивности.

Образование пыльных вихрей наблюдалось обычно в полуденные часы в условиях значительной термической неустойчивости атмосферы как при мощно-кучевой и грозовой облачности, так и при ясной или малооблачной погоде, но иногда пыльные вихри появлялись и в ранние утренние часы.

На рис. 7 приведено за 8/VII распределение вертикальной скорости W и скорости ветра V при прохождении пыльного вихря в 6 час. 30 мин. при ясной погоде и за 9 час. 30 мин. того же дня при отсутствии вихря, но с развитой мощно-кучевой облачностью.

Утром в 6 час. 30 мин. облачность была 2/1 Ci, Cu. До выпуска шара у земли был слабый ветер, 1,5—2,0 м/сек. В это время с востока поднялся столб пыли и быстро стал перемещаться на запад. За несколько десятков секунд до прохождения вихря через пункт наблюдений был выпущен уравновешенный шар. В первые секунды шар шел медленно, затем был подхвачен шквалом и стал быстро перемещаться по горизонтали, одновременно шар бросало в разные стороны и он вращался. Через 2 мин. после выпуска шар стал подниматься и вскоре скрылся в столбе пыли.

Спустя 3—4 мин. после прохождения пыльного вихря ветер у земли стих до штиля.

По данным этого уравновешенного шара первые 2 мин. шар сносило по горизонтали на высоте 4—12 м со скоростью 4—6 м/сек. на расстояние до 400 м. Перед морем шар начал быстро подниматься и на уровне 40 м скорость ветра увеличилась до 10 м/сек., а вертикальная скорость — до 1,8 м/сек. и к высоте 100 м величина вертикальной скорости возросла до 2,2 м/сек.

В этот же день наблюдалось бурное развитие мощно-кучевой облачности, количество которой к 9 час. утра достигло 10/5 Cb, As. Уравновешенный шар, выпущенный в 9 час. 30 мин., первые 30 сек. перемещался почти без изменений высоты на уровне 2—4 м, далее над полосой черного пара шар попал в восходящий поток конвективного происхождения и сразу поднялся на 360 м со средней вертикальной скоростью 93 см/сек.; причем примерно в средней части подъема величина W равнялась 1,8 м/сек., скорость ветра была меньше, чем в 6 час., но все же держалась в пределах от 5 до 7 м/сек. в слое 0,2 км.

Вторая группа наблюдений за уравновешенными шарами при пыльных вихрях была проведена 4/VII в период с 13 час. 10 мин. до 13 час. 45 мин. В этот день также было отмечено в восточной части района наблюдений ряд пыльных вихрей, быстро перемещавшихся на запад.

По наблюдениям с земли было хорошо заметно, как пыль в вихре поднималась до некоторого уровня в виде столба, верхняя часть которого была ограничена по высоте и хорошо заметна на глаз. Очевидно, на верхнем уровне происходило прекращение подъема пыли и она начинала распространяться по горизонту, более крупные частицы пыли опускались вниз, а мелкие пылинки хотя и более медленно, но продолжали дальнейший подъем. Нами было проведено по теодолитам измерение высоты верхней части столба пыли, оказалось, что заметный рост столба пыли кончался на высоте 150—200 м. Следовательно, днем 4/VII на уровне 150—200 м заканчивалась наиболее активная часть пыльного вихря. В этот день было выпущено два уравновешенных шара в 13 час. 10 мин. и 13 час. 25 мин. в период развития пыльных вихрей и один шар был выпущен в 13 час. 45 мин. после исчезновения на горизонте вихрей.

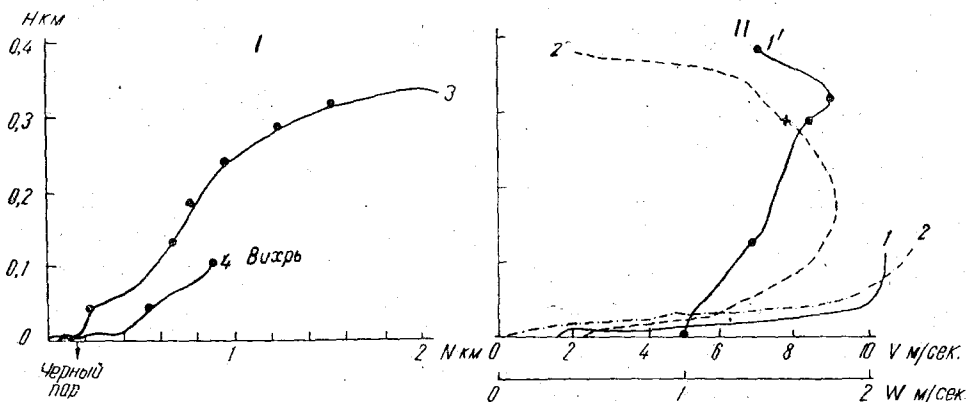


Рис. 7. Движение уравновешенного шара при пыльном вихре 8/VII.

1 — траектории движения уравновешенного шара: 3 — 9 час. 20 мин., 4 — 6 час. 20 мин., 11 — распределение V и W : 1 и 1' — скорость в 6 час. 20 мин. и 9 час. 20 мин., 2 и 2' — вертикальная скорость в 6 час. 20 мин. и 9 час. 20 мин.

На рис. 8 приведены некоторые характеристики воздушного потока в разные моменты развития пыльных смерчей.

Первый шар был выпущен в 13 час. 10 мин. и через 30 сек. подхвачен вихрем. Здесь скорость ветра менялась в начале незначительно, и только наблюдался быстрый рост вертикальной скорости W , которая к уровню 220 м достигла максимальных значений ($W = 3,7$ м/сек.). Выше наблюдалось резкое уменьшение W до 0,8 м/сек. на высоте 460 м и дальше снова отмечен рост W до 3,3 м/сек. на уровне 760 м. Скорость ветра достигла первого максимума в 6,6 м/сек. на 330 м, затем несколько уменьшилась и далее снова росла.

Величина максимальной вертикальной скорости в вихре на высоте 220 м почти совпадала с высотой активной его части, т. е. с видимым концом подъема пыли, измеренного нами по теодолитным наблюдениям. Концентрация пыли в этом случае была, очевидно, несколько меньше, чем при смерче 8/VII, так как за шаром базисные наблюдения велись в течение 6,5 мин.

Второй шар был выпущен через 15 мин. (в 13 час. 25 мин.) уже после прохождения пыльного вихря. Но и в это время неустойчивость в атмосфере была еще так велика, что уравновешенный шар за 9 мин. поднялся на высоту 1230 м, что дает среднюю скорость 2,27 м/сек. От земной поверхности в слое 200—250 м величина W не превосходила 2,0 м/сек. и была значительно меньше, чем в предыдущем подъеме при прохождении вихря. На высоте в слое 550—750 м величина W доходила до 3,25 м/сек.

Скорость ветра через 15 мин. в слое до 550 м по сравнению с данными за 13 час. 10 мин. резко уменьшилась, но зато выше, до 750 м, наоборот, наблюдался рост скорости ветра с 4 до 7 м/сек.

Третий шар был выпущен в 13 час. 45 мин., через 20 мин., когда на горизонте уже не наблюдалось пыльных вихрей. В это время в атмосфере можно было

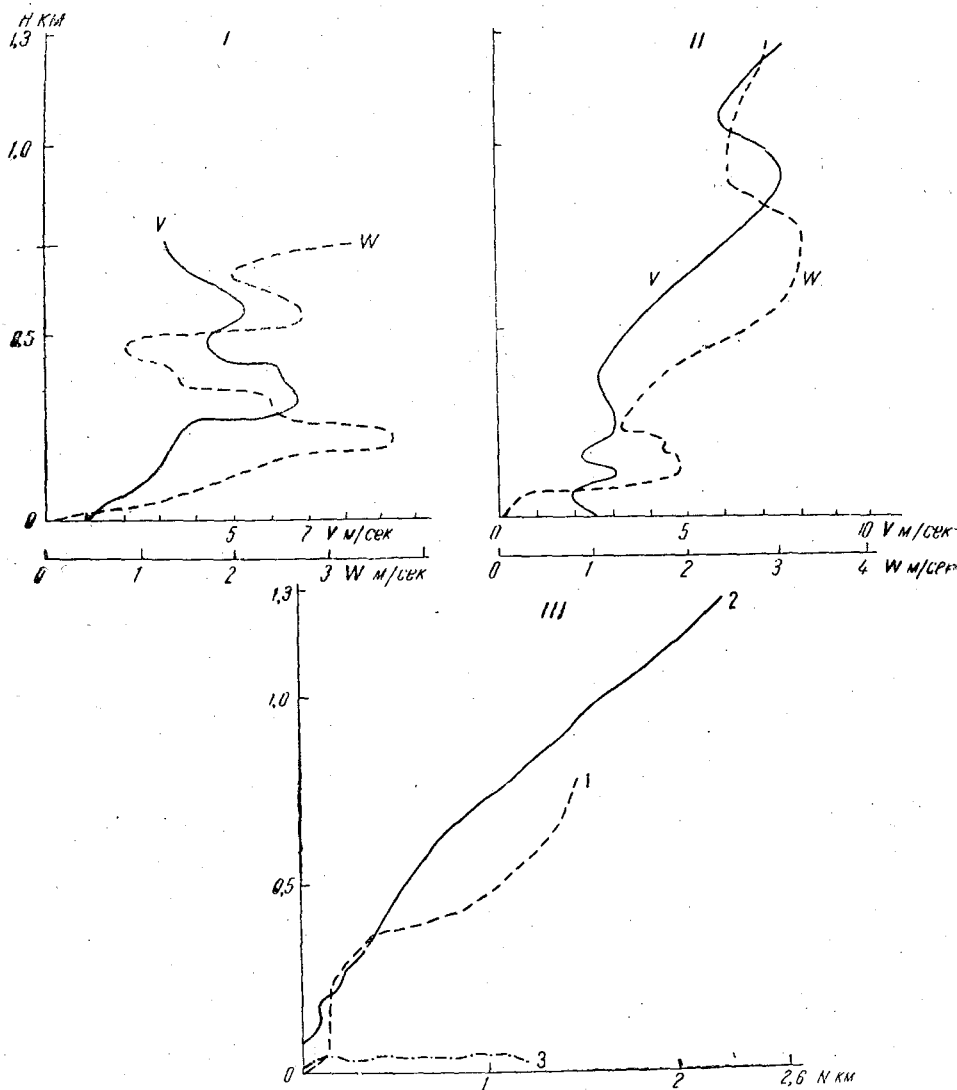


Рис. 8. Движение уравновешенных шаров при пыльных вихрях 4/VII 1954 г. в районе Цимлянского водохранилища.

I — распределение V и W в 13 час. 10 мин., II — распределение V и W в 13 час. 25 мин., III — траектория движения шаров: 1 — 13 час. 10 мин., 2 — 13 час. 25 мин., 3 — 13 час. 45 мин.

отметить наличие большого числа мелких, кратковременных восходящих и нисходящих пульсаций. Например, за 6 мин. наблюдений было зарегистрировано 5 восходящих струй размерами от 1 до 34 м и 4 нисходящих потока с величиной смещения от 3 до 46 м и средней продолжительностью каждого примерно в 40 сек. Величины W при восходящих потоках доходили до 1,07 м/сек., при нисходящих до 0,6 м/сек., в среднем величина W составляла около 0,35 м/сек., скорости ветра были в пределах 3—4 м/сек.

Во время работ экспедиции ГГО в Каменной Степи был один случай в 8 час. 40 мин. 26/VII 1951 г. попадания уравновешенного шара в вихрь, захвативший сухие листья, сено и др. предметы, но без пыли. Вихрь прошел через весь массив лесных полос. Наблюдатели записали: „Шар пошел к северной полосе, вихрем был поднят вверх, немного опустился, приближаясь к полосе, затем поднялся, перелетел лесную полосу и быстро пошел вверх“.

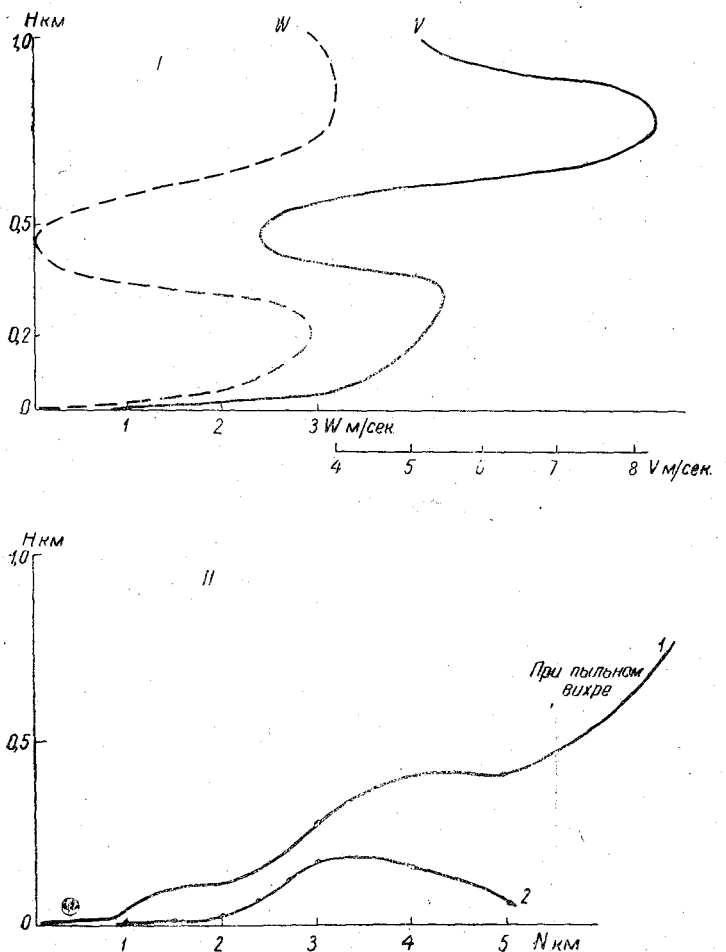


Рис. 9. Характеристика движения уравновешенных шаров. 21/VII 1951 г. в Каменной Степи.

I — распределение W и V за 8 час. 40 мин. II — траектории движения: 1 — за 8 час. 40 мин., 2 — за 11 час. 30 мин.

На рис. 9 приведена характеристика движения этого уравновешенного шара. Распределение вертикальной скорости W и скорости ветра V в общем сходно с распределением последних в пыльных вихрях в районе Цимлянска (рис. 7). В вихре наблюдался рост W до 2,9 м/сек. к высоте 0,2—0,22 км и увеличение скорости ветра от 1 до 5,5 м/сек. к уровню 0,3 км. Выше 0,3 км можно отметить резкое уменьшение W и V , и далее снова значительный рост этих величин к высоте 0,7—0,8 км, W до 3 м/сек. и V до 8 м/сек.

Траектория уравновешенного шара, выпущенного в 11 час. 30 мин., уже при отсутствии вихрей в поле зрения наблюдателя при облачности 8/8 Си указывала на наличие мощных вертикальных потоков с $W=1,9$ м/сек., в течение 90 сек.

ызвавших подъем шара до 180 м, но на этой высоте появился сильный нисходящий поток с $W=1$ м/сек., существовавший 120 сек.

Следует отметить, что в массиве лесных полос Каменной Степи пыльных вихрей нами не наблюдалось, вихри же без пыли появлялись часто. В то же время в открытой степи вне пределов оазиса лесных полос пыльные вихри появлялись весьма часто, особенно над полями с черным паром. Очевидно, внутренняя структура воздушного потока при вихре в Каменной Степи та же, что и при пыльном вихре в районе Цимлянского водохранилища, наличие или отсутствие пыли определялось строением верхнего слоя почвы, над которой проходил вихрь.

В процессе развития пыльного вихря можно различить три стадии:

1) отрыв частиц пыли от подстилающей поверхности, 2) перенос пыли от земной поверхности в верхние слои атмосферы — этот слой назван нами активной частью вихря; 3) осаждение или растекание пыли в вихре.

Отрыв пыли от подстилающей поверхности происходит над участками со слабо связанными почвами под действием силы турбулентного трения τ . Перенос пыли в верхние слои атмосферы связан с развитием в атмосфере мощных восходящих потоков W , значительно больших, чем скорость падения пылинок W_g под действием силы тяжести, т. е. $W > W_g$.

Осаждение или растекание пыли должно происходить в слоях, где будет наблюдаться резкое уменьшение восходящих движений воздуха и $W < W_g$.

Коэффициент турбулентного трения воздуха о подстилающую поверхность можно выразить формулой

$$\tau = \rho \cdot K \frac{\partial u}{\partial z},$$

где K — коэффициент турбулентного обмена, ρ — плотность воздуха, $\frac{\partial u}{\partial z}$ — вертикальный градиент скорости ветра.

Если величина турбулентного трения больше силы сцепления частиц почвы, то происходит отрыв частиц от подстилающей поверхности. По данным градиентных наблюдений, на береговой точке можно подсчитать τ в сроки, близкие к моменту прохождения пыльного вихря.

Таблица 5

Подсчет величины τ

| Дата | Часы | Скорость ветра u_1 | | | | | | $\frac{z_1}{z_0}$ | $\Delta T = \frac{t_{02} - t_{1,5}}{t_{02}}$ | $\Delta t/u_1^2 = \epsilon$ | K_1 | $\frac{\partial u}{\partial z}$ | ρ | τ |
|-------|------|----------------------|-----|-----|-----|-----|------|-------------------|--|-----------------------------|-------|---------------------------------|--------|--------|
| | | 0,5 | 1,0 | 2,0 | 5,3 | 9,3 | 15,3 | | | | | | | |
| 4/VII | 12 | 2,5 | 2,9 | 4,1 | 4,8 | 5,4 | 5,8 | 1,78 | 0,9 | 0,107 | 0,194 | 0,97 | 1 182 | 228 |
| | 15 | 2,3 | 2,9 | 4,0 | 4,3 | 4,9 | 5,9 | 2,16 | 1,2 | 0,143 | 0,203 | 0,94 | 1 180 | 226 |
| 8/VII | 6 | 1,2 | 1,3 | 1,8 | 2,1 | 2,6 | 3,5 | 0,05 | -0,6 | -0,35 | 0,03 | 0,54 | 1 206 | 6 |
| | 9 | 1,6 | 2,2 | 2,6 | 2,7 | 3,2 | 4,1 | 1,39 | 0,2 | 0,04 | 0,125 | 0,69 | 1 186 | 103 |

Примечание. В таблице $z_0 = 4$ см, $\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_1 \epsilon z_1^{\epsilon-1}}{z_1^{\epsilon} - z_0^{\epsilon}}$, $z = z_1 = 1$ м. Подсчеты сделаны для уровня 1 м.

Величина τ представляет собой произведение коэффициента турбулентного обмена K на вертикальный градиент скорости ветра и на плотность воздуха — это будет та сила, с которой воздушный поток действует на подстилающую поверхность.

Как видно из табл. 5, 4/VII наблюдались большие значения градиента скорости ветра и величины K , поэтому величина τ получилась равной 220—230 г/м сек.² Утром же в 6 час. 8/VII величина τ была малой, всего 2 г/м² сек., с некоторым

ростом к 9 час., но прохождение вихря, как уже нами указывалось, было кратковременным и при этом наблюдался значительный рост du/dz и K , способствующих развитию пыльного вихря.

Поскольку внутри вихря давление несколько уменьшено, то при его прохождении наблюдалось интенсивное втягивание пыли не только с участков, над которыми проходил вихрь, но и по периферии вихря.

В первом приближении, очевидно, можно считать, что для отрыва с земной поверхности как мелких, так и сравнительно крупных частиц пыли необходимо, чтобы $\tau \geq 200-230$ г/м сек², а для подъема пыли вверх — наличие в вихре восходящих потоков с $W=3-3,5$ м/сек., тогда согласно формуле Стокса будут уноситься вверх все пылинки с $r < 10^{-2}$ см. Следует также отметить, что при развитии пыльных вихрей в атмосфере наблюдались в относительно большом слое

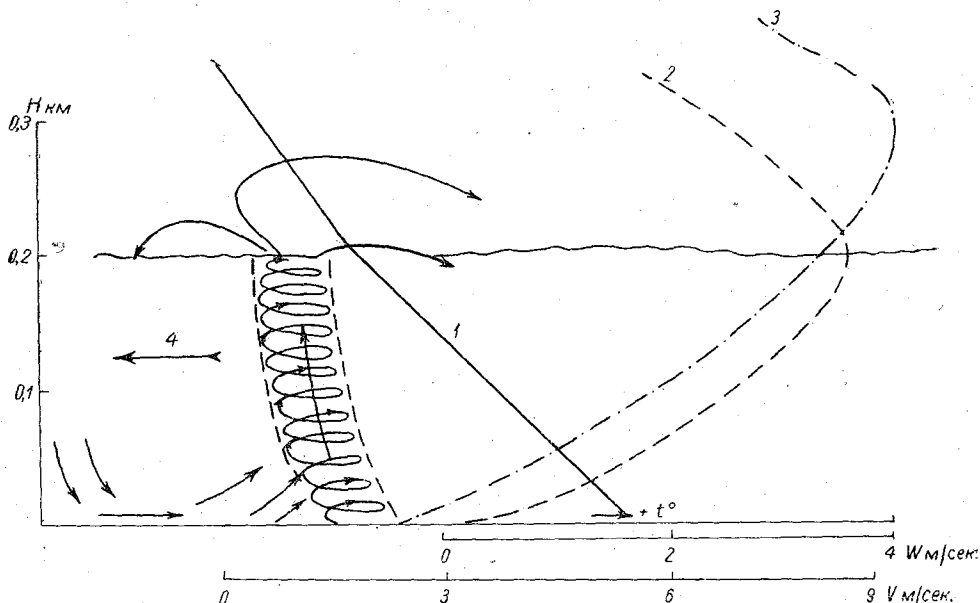


Рис. 10. Схема строения пыльного вихря.

1 — распределение t° , 2 — распределение W , 3 — распределение V , 4 — направление движения вихря.

значительные вертикальные скорости, которые могли переносить мелкую пыль до высоты 1—2 км и иногда выше. Это обстоятельство было отмечено нами при самолетных зондированиях в Каменной Степи [8].

Судя по нашим наблюдениям за движением уравновешенных шаров в других районах, при термической неустойчивости сухой атмосферы обычно конец подъема шара совпадал или с концом слоя со сверхадиабатическими градиентами температуры, или был немного выше его. Эти условия, очевидно, имеют место и при пыльных вихрях в исследуемом районе, ограничивая высоту активной части вихря.

Строение пыльного вихря по высоте в степных районах можно разделить на две зоны — нижнюю зону с максимальным развитием турбулентности, названную активной частью вихря и характеризующуюся быстрым ростом как скорости ветра, так и вертикальной скорости, и верхнюю зону с уменьшенной турбулентностью. Конец нижней зоны обычно хорошо был замечен по концу подъема пыли и началу ее быстрого растекания. Высота нижней зоны вихря по нашим наблюдениям была около 200 м, вертикальная скорость в верхней части доходила до 3—4 м/сек., скорость ветра в этом слое возрастала с высотой в 2—3 раза и примерно во столько же по сравнению со скоростью ветра до прохождения вихря.

Во второй зоне вихря наблюдалось резкое уменьшение вертикальной скорости, хотя скорость ветра еще некоторое время до высоты 300 м продолжала расти, но выше начиналось и ее уменьшение.

Такой ход W и V должен вызывать здесь значительное ослабление турбулентного состояния.

Ввиду уменьшения скорости ветра в верхней зоне вихря наблюдался отрыв пыли основного тела вихря и крупные частицы пыли выпадали обратно на земную поверхность в его тыловой части.

На рис. 10 приведена ориентировочная схема строения пыльного вихря. Направление движения вихря показано стрелкой, приведено распределение по высоте ловой температуры воздуха t , вертикальной скорости W и скорости ветра V . Очевидно, высота растекания пыли должна приходиться примерно на $\frac{2}{3}$ пути подъема вихря и совпадать с уровнем перелома в ходе вертикального температурного градиента γ : от $\gamma > 1^\circ/100$ м — характерной для активной части вихря, $\gamma < 1^\circ$ — для слоя с уменьшением W .

У земной поверхности впереди вихря шар смещался некоторое время без подъема, что, очевидно, связано с наличием здесь нисходящих потоков, перед основным вихрем развивается восходящий поток воздуха. Установить уровень начала спирального подъема воздуха и пыли было невозможно, хотя казалось, что вихрь начинается от самой земной поверхности. Определить размеры поперечного сечения вихря также не удалось, но они были не больше 10—20 м. Ввиду малых размеров поперечного сечения вихря не удалось уловить спиральное движение воздуха, так как значительное горизонтальное смещение скрадывало его. В отдельных случаях создавалось впечатление, что вихри перемещаются под углом к направлению ветра, но провести измерения этих особенностей движения вихря не удалось.

Следует также отметить, что отдельные уравновешенные шары при благоприятных условиях, т. е. при развитии сильной конвекции в атмосфере, поднимались на большие высоты. Такие подъемы обычно могли быть при значительной термической неустойчивости атмосферы. На рис. 5, 7 и 8, как примеры, приведено распределение W и V по высоте для этих условий. Как видно, распределение их указывает на наличие в атмосфере отдельных зон с ростом W и V , что вызывает образование здесь слоя с повышенной турбулентностью, затем идет зона с уменьшением W и V и с ослаблением турбулентности, выше снова участок с повышенной турбулентностью и т. д. Следовательно, в атмосфере может наблюдаться при термической неустойчивости ряд зон с интенсивной турбулентностью, сменяющихся участками с некоторым ослаблением турбулентного состояния.

ЛИТЕРАТУРА

1. Молчанов П. А. Труды ГГО, вып. 7, 1936.
2. Воронцов П. А. О точности метода уравновешенных шаров-пилотов. Труды ГГО, вып. 32 (94), 1952.
3. Воронцов П. А. Аэрологические исследования структуры воздушного потока над хлопковым полем и полупустыней. Труды ГГО, вып. 39 (101), 1953.
4. Воронцов П. А. Опыт исследования воздушных потоков над лесными полосами и межполосными клетками. Труды ГГО, вып. 32 (94), 1952.
5. Воронцов П. А. Исследование влияния лесных полос на ветер с помощью уравновешенных шаров. Труды ГГО, вып. 44 (106), 1953.
6. Лайхтман Д. Л. Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 37 (99), 1952.
7. Чуринова М. П. Опыт вычисления коэффициента турбулентности в различных пунктах по шаропилотным наблюдениям. Труды ГГО, вып. 38 (100), 1953.
8. Воронцов П. А. Аэрологические условия суховейных периодов летом 1951 г. в Каменной Степи. Труды ГГО, вып. 36 (98), 1952.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АРКТИКЕ И ИХ СВЯЗЬ С ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ АТМОСФЕРЫ

Для изучения общей циркуляции атмосферы, а также в целях разработки и совершенствования методов долгосрочных и краткосрочных прогнозов погоды для Арктики необходимо всестороннее изучение синоптических процессов в Арктике.

Последние же связаны (а во многом и обусловлены) с процессами, происходящими в остальных частях земного шара. Поэтому правильно понять их сущность можно лишь в том случае, если процессы в Арктике изучать в связи с развитием процессов общей циркуляции атмосферы.

Совершенно очевидно, что невозможно правильно понять характер и причины атмосферных процессов, если их изучать лишь по данным наблюдений у земли. Еще Д. И. Менделеев говорил, что „все процессы, определяющие погоду, находятся в верхних слоях, там лаборатория погоды, там образуются облака, там они движутся и там редко помещаются измерительные приборы“. Все это, как очевидно, в полной мере относится и к Арктике. Поэтому следует считать, что с 1930 г., когда советским ученым П. А. Молчановым был изобретен радиозонд, начался новый этап в изучении синоптических процессов и в этой важной, но малодоступной в то время области земного шара. Полученные впервые (1931 г.) Молчановым данные о вертикальной структуре атмосферы в Арктике явились основанием для уточнения многих важных особенностей существовавших ранее схем общей циркуляции атмосферы [6, 7].

√ Согласно этим весьма общим схемам, в Арктике должны преобладать нисходящее движение воздуха в толще тропосферы, квазистационарный антициклон у земли и связанное с ним преобладание ветров восточной четверти (особенно весной и летом). Несмотря на то что концепция устойчивого „полярного антициклона“ многими авторами оспаривалась [5, 12—17], все же она до 30-х годов удержалась. Согласно более новой схеме (Эллиот, 1943 г.), над Арктикой на высоте около 30 км наблюдается очаг тепла (связанный с наличием озона) и восходящее движение воздуха в стратосфере. Следовательно, отток воздуха из приполярных районов должен происходить не только у поверхности земли, как считалось ранее, но и в стратосфере. Из тех же схем следовало, что в Арктике должна в среднем наблюдаться самая низкая и теплая тропопауза. При этом высота и температура ее не должны претерпевать существенных колебаний во времени.

Наблюдения, произведенные экспедицией И. Д. Папанина (1937 г.), окончательно доказали неправильность представления о непрерывном существовании в Арктике „полярной шапки“ [4]. Было доказано, что и в приполярном районе нередко наблюдаются циклоны, с которыми связан обычный (циклонический) режим погоды, известный нам по данным более южных широт. Этим также была подтверждена правильность утверждения Б. П. Мультиановского о том, что „полярный центр действия“ может переходить из фазы максимума в фазу минимума, высказанного им еще в 1915—1920 гг., когда не было систематических метеорологических наблюдений в Арктике. √

В последующем в связи с расширением работ по освоению трассы Северного арктического пути в Арктике было создано большое число метеорологических станций, ведущих широкие исследования атмосферы. Однако систематических метеорологических и аэрологических наблюдений в Центральной Арктике мы еще не имели. Начиная с 1948 г., в связи с рядом экспедиционных исследований, а также работой дрейфующих станций СП-2, СП-3, СП-4 появилось большое число данных и об этом районе Арктики, причем не только у земли, но и на высотах.

К этому же времени резко возросло и количество аэрологических и метеорологических наблюдений над океанами и другими ранее плохо освещенными районами северного полушария. Все это позволило приступить как к более широкому

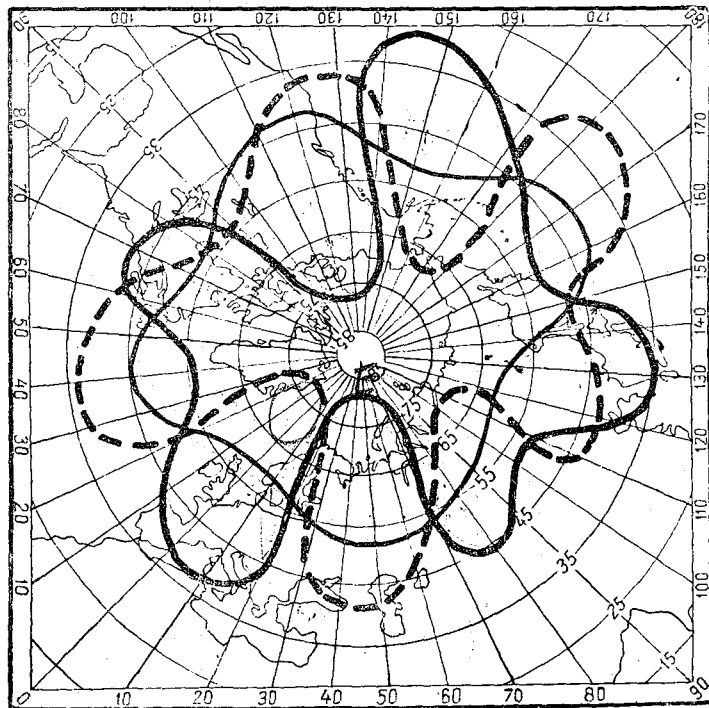


Рис. 1. Схема расположения высотных (500 мб) гребней и ложбин в кульминационной стадии процессов форм *W* (тонкая сплошная линия), *E* (жирная сплошная линия) *C* (пунктир).

изучению синоптических процессов, происходящих в Арктике, так и связи их с процессами, наблюдавшимися в то же время в других районах северного полушария.

Некоторые результаты этих исследований были опубликованы нами в 1948 г. [2]. В этой работе рассмотрены особенности вертикальной структуры процессов, свойственных основным формам атмосферной циркуляции, а также показаны условия, при которых происходит поступление в Арктику теплого воздуха из умеренных и субтропических широт северного полушария. В ней показано, что формы атмосферной циркуляции (типы *W*, *C*, *E*), установленные в 1939 г. Г. Я. Вангенгеймом, являются принципиально отличными стадиями общей циркуляции атмосферы не только у поверхности земли, но и в толще тропосферы. При этом форма *W* представляет собой зональную стадию, а формы *E* и *C* — меридиональную.

На рис. 1 приводится карта, где схематически в виде одной изогипсы поверхности 500 мб показано расположение основных высотных гребней и ложбин, которое чаще всего наблюдается при процессах форм *C*, *E*, *W*, (см. рис. 1, 3, 6 работы [2]). Как видим, формы *E* и *C*, характеризующиеся хорошо развитой

меридиональностью (стационарные волны большой амплитуды), вместе с тем имеют существенные и принципиальные отличия, так как локализация основных гребней и ложбин различна. С указанными отличиями связаны коренные отличия в распределении масс воздуха, в распределении аномалий наземного давления и температуры, а также в характере основных траекторий барических образований на северном полушарии [1]. При западной (W) форме в толще тропосферы наблюдаются быстро смещающиеся с запада на восток волны малой амплитуды, с чем связано определенное и принципиально отличное от других форм распределение указанных аномалий и траекторий [1].

Представленное на рис. 1 расположение высотных гребней и ложбин характеризует кульминационную стадию каждой формы. В этом случае в атлантико-евразийском и тихоокеанско-американском секторах наблюдается симметричное расположение высотных гребней и ложбин: при типе C гребню на меридианах Исландии соответствует симметричный гребень на меридианах Алеутских островов, ложбине над Европой соответствует ложбина над западной частью Америки и т. д. При типе E , W также наблюдается симметрия, хорошо видная на рис. 1. Вместе с тем в периоды преобразования одной формы в другую (стадия преобразования) нередко наблюдается иное, чем на рис. 1, расположение высотных гребней и ложбин. Так, может быть, что при расположении гребней и ложбин в атлантико-евразийском секторе, отмеченном сплошной жирной линией на рис. 1, в тихоокеанско-американском секторе будет наблюдаться их положение, отмеченное пунктирной кривой или тонкой сплошной и т. д. Возможные и наиболее часто встречающиеся варианты соотношения полей в указанных секторах при формах W , C , E даны в нашей работе [3]. Кроме представленных на рис. 1 и в работе [3] случаев расположения на полушарии высотных гребней и ложбин, свойственных формам W , C , E , встречается еще один вариант процессов W типа (W_{EA}) [1].

В этом случае, при наличии хорошо развитых зональных переносов над Евразией (а нередко и над Америкой), в Атлантическом и Тихом океанах наблюдаются высотные гребни, сильно развитые по меридиану.

Таким образом, можно считать доказанным, что типы W , C , E являются принципиально отличными друг от друга формами (стадиями) общей циркуляции атмосферы как у земли [1], так и в толще тропосферы [2]. Поэтому при рассмотрении вопроса о связи процессов в Арктике с общей циркуляцией атмосферы целесообразно исходить не только из средних многолетних характеристик циркуляции (6), но и из характеристик, свойственных основным ее формам.

Рассмотрим теперь некоторые особенности процессов в Арктике, наблюдающиеся при формах W , C , E .

При этом сначала будут рассмотрены процессы, обуславливающие формирование высокого антициклона в Арктике и колебания высоты тропопаузы в районе Северного полюса, а затем особенности синоптических процессов в Арктике, наблюдающиеся при каждой из упомянутых выше форм в отдельности.

• Как видно из рис. 1 и как это было показано в 1948 г. [2], при процессах форм W , C , E в ряде районов полушария наблюдаются сильно развитые по меридианам высотные гребни и ложбины. По западной периферии этих гребней происходит адвекция с юга на север теплого воздуха, достигающего нередко Центральной Арктики. В таких случаях на высотах наблюдается рост давления, что приводит к объединению гребней в центральных районах Арктики. Нередко при этом на уровне поверхности 500 мб образуется область высокого давления с замкнутыми изогипсами, т. е. арктический антициклон становится высоким барическим образованием. Отличие этого процесса при формах W , C , E (и их разновидностях [3]) состоит в том, что адвекция теплого воздуха происходит из разных географических районов по одному, двум или нескольким направлениям.

В качестве примера приводим несколько случаев, когда происходила адвекция теплого воздуха в Арктику из разных районов северного полушария. Примеры эти следующие: 19—30/I 1946 г., 20—26/II 1946 г., 1—3/V 1948 г., 8—10/I 1949 г., 7—10/XI 1949 г., 17—24/XI 1949 г., 16—31/XII 1949 г., весь январь 1950 г., 6—17/III 1950 г., 27/I по 3/II 1951 г., 6—12/III 1951 г., 3—9/IV 1954 г. и др.

Исключительно сильная адвекция теплого воздуха в приполярные районы наблюдалась также во второй половине марта и в апреле 1954 г. При этом наиболее активный вынос теплого воздуха во всей толще тропосферы происходил из Тихого океана через восточные моря советской Арктики. Этот вынос был правильно нами предсказан и обнаружен как по данным регулярного зондирования на полярных станциях, так и при полетах советской авиации, связанных с высадкой дрейфующих станций СП-3 и СП-4. В период с 3 по 9/IV 1954 г. объединение тихоокеанского и атлантического высотных гребней, а также наличие высокого арктического антициклона было особенно хорошо выражено.

Случай высокого арктического антициклона был зафиксирован также американскими метеорологами [13], во время полета 28/II 1949 г. по маршруту м. Барроу — Северный полюс на уровне поверхности 500 мб. Объяснений механизма формирования высокого арктического антициклона с позиций общей циркуляции атмосферы в работе [13] не дано.

✓ Как уже упоминалось выше, согласно прежним представлениям, в Арктике должна наблюдаться более низкая и более теплая, нежели в умеренных и тропических широтах, тропопауза, не претерпевающая существенных колебаний. Наблюдения, произведенные в 1948 г. советскими высокоширотными экспедициями [9], а также результаты работы [2] во многом уточнили и этот вопрос. Остановимся на нем несколько подробнее.

Известно [8], что колебания высоты тропопаузы в любом районе связываются обычно с адвективными и динамическими причинами. Иначе говоря, колебания высоты тропопаузы связаны как с ее горизонтальным перемещением, обусловленным меридиональным движением воздуха в толще тропосферы (перемещение воздуха из других широт со „своей“ тропопаузой), так и с ее вертикальным движением, связанным с подъемом и опусканием воздуха.

Отсюда следует, что и над Арктикой, поскольку, как показано в работе [2], туда нередко в толще тропосферы проникают теплые массы воздуха из более южных широт (где тропопауза в среднем выше и холоднее чем в Арктике), должны происходить существенные колебания высоты и температуры тропопаузы, имеющие адвективное происхождение. С другой стороны, поскольку в движущемся к северу теплом воздухе наблюдаются обычно [10, 11] восходящие движения, то подъем тропопаузы в приполярном районе будет связан в какой-то степени также и с динамическими причинами.

Аэрологические наблюдения, произведенные в 1948 г. советской Высокоширотной экспедицией [9], а также и результаты работы СП-2, СП-3, СП-4 полностью подтвердили это. Оказалось, что в районе полюса встречаются случаи, когда в течение нескольких дней высота тропопаузы изменяется на 4—5 км. Так, например, 28/IV 1948 г. в точке $\varphi = 86^{\circ}40'$, $\lambda = 160^{\circ}00'$ в. д. высота тропопаузы была 6250 м, а через 4 дня она составила уже 10500 м. Изменение высоты равно 4250 м. Анализ высотных и наземных карт северного полушария за указанный период (с 28/IV по 3/V 1948 г.) показал, что в это время произошла смена процессов формы *W* (28—30/IV) на процессы формы *E* (1—8/V). В первом периоде (*W*) были сильно развиты зональные составляющие циркуляции и ослаблены меридиональные. Следовательно, адвекция тепла в Арктику из более южных районов полушария не происходила. Поэтому положение тропопаузы определялось в основном динамическими и радиационными факторами, свойственными данным широтам. Этим и объясняется низкое положение тропопаузы в период 28—30/IV, достигшее минимума 6250 м 28/IV. Во втором периоде в связи с развитием процессов формы *E* (см. рис. 1) происходило интенсивное развитие высотных гребней над Европой и Америкой. По их западной части наблюдалась адвекция теплого воздуха (и вертикальное его поднятие) с юга в район полюса, захватывающая всю толщу тропосферы и приносящая сюда свою высокую тропопаузу.

В связи с этими процессами и происходило повышение тропопаузы в районе полюса, достигшее к 3/V величины 10500 м, т. е. величины, которая по средним данным ([8], рис. 190) наблюдается под широтой 40° .

Совершенно очевидно, что теплый воздух может достигать приполярных райо-

нов лишь тогда, когда хотя бы один из гребней (рис. 1) получит сильное меридиональное развитие и достигнет приполярных районов. При более слабом развитии меридиональности повышение тропопаузы произойдет в более южных широтах арктической (или субарктической) зоны.

Некоторые из указанных выше выводов подтверждаются также и наблюдениями, произведенными в 1949 г. американскими метеорологами [13] при полетах на маршруте мыс Барроу — Северный полюс. Эти полеты совершались на высоте поверхности 500 мб. Поэтому они не могли дать непосредственных сведений о колебаниях высоты тропопаузы. Однако в указанной работе помещены данные о колебаниях высоты поверхности 500 мб и температуры на ней в районе полюса. Они воспроизведены нами на рис. 2. Как видим, кривые изменения высоты и температуры идут довольно согласно, ^{т.е.} за исключением периода с 12 по 28/II, где их ^{ход}

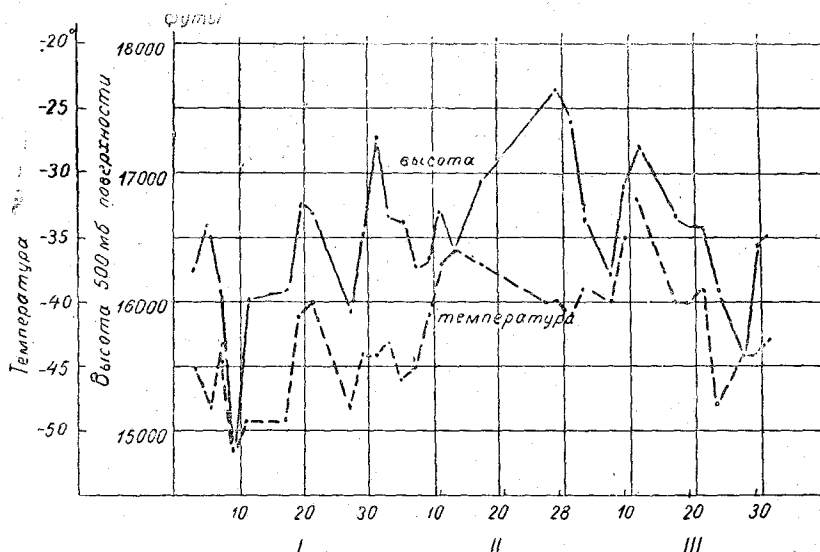


Рис. 2. Высота и температура поверхности 500 мб в районе Северного полюса за январь, февраль и март 1949 г.

обратен. Согласно в ходе кривой изменения высоты и температуры подтверждает то, что колебание высоты АТ 500 мб в районе полюса происходит в основном по адвективным причинам. Кроме того, известно [8], что колебание поверхности 500 мб во многом отражает и изменения, происходящие на уровне тропопаузы. Поэтому график рис. 2 косвенно подтверждает и связь колебаний высоты тропопаузы в районе полюса с адвекцией в тропосфере.

Мы рассмотрели ежедневные карты АТ 500 мб за период январь, февраль и март 1949 г., за который построен график рис. 2. Оказалось, что в те периоды, когда в районе полюса наблюдалось повышение температуры и поднятие поверхности 500 мб, в Тихом океане на меридианах Алеутских островов или Аляски наблюдался хорошо развитый высотный гребень. В периоды же понижения их (рис. 2) гребня не наблюдалось в этих районах. Есть основания полагать, что указанные гребни проявлялись не только на поверхности 500 мб, но и на более высоких уровнях [11].

В качестве примера на рис. 3 мы приводим карты изогипс поверхности 300 мб, а также высоты и температуры тропопаузы, за 7/I 1949 г., т. е. за один из дней рассматриваемого периода [11]. Как видим, на меридианах Алеутских островов и на поверхности 300 мб имеет место хорошо выраженный гребень. На карте 500 мб он также наблюдался. Из рис. 2 видно, что в этот день и в районе полюса имелось относительно повышенное положение поверхности 500 мб и наблюдалось повышение температуры на этом уровне. Следовательно, представленный на рис. 3

ребень, повидимому, достигал и более северных широт. В таком случае можно догадаться, что и высота тропопазы над полюсом была относительно больше, температура — ниже. Это следует уже из того, что высокая (холодная)

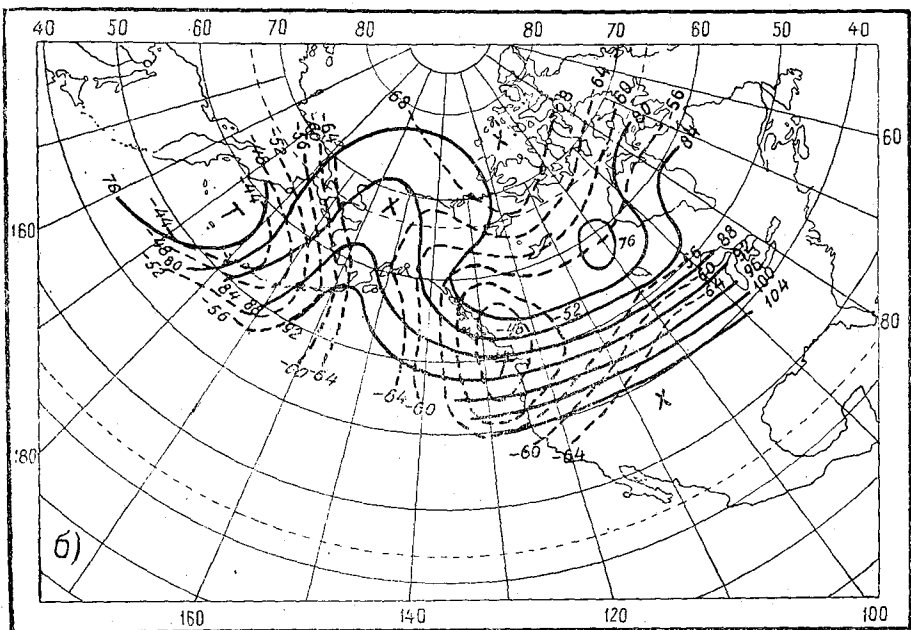
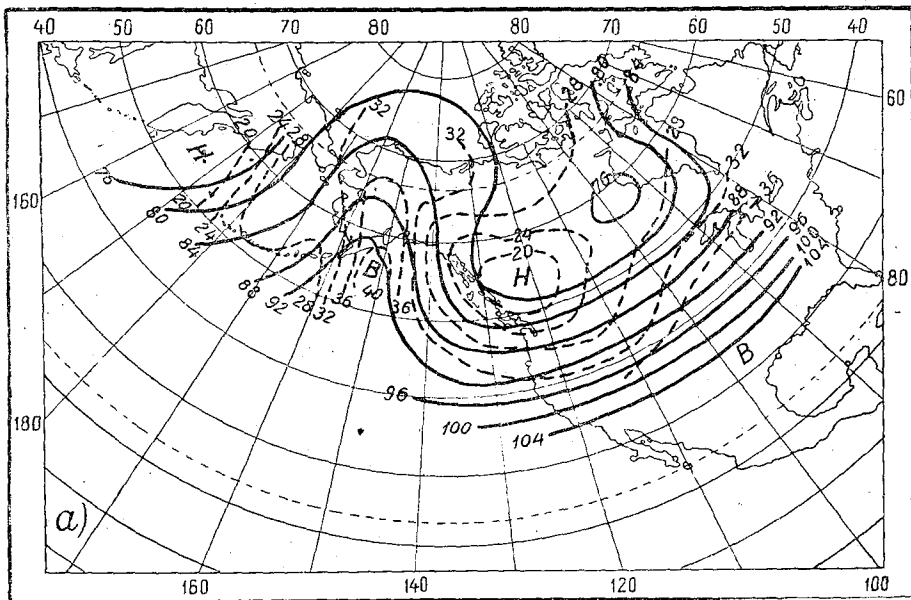


Рис. 3 а, б. Карты изогипс поверхности 300 мб (сплошные линии) и изолиний высоты тропопазы (а), изотерм (пунктир) и изогипс поверхности 300 мб (б) за 7 января 1949 г.

тропосфера (рис. 3) располагается над западной частью гребня (восточная часть ложбин), а низкая (теплая) над восточной частью гребня (западная часть ложбины).

Следовательно, высокая и холодная тропосфера должна была переноситься и к северу по направлению потока, как это и должно [2] наблюдаться при процессах формы С (рис. 1, пунктир).

Мы специально проанализировали по картам АТ 500 мб период 12—28/II, в который (рис. 2) кривые высоты и температуры тропопаузы имели противоположные изменения. Оказалось, что в начале этого периода наблюдался интенсивный вынос тепла в восточный район советской Арктики по двум направлениям: с Тихого океана и из центральной Сибири. В связи с этим спустя несколько дней в Арктике на высотах сформировался антициклонический центр с замкнутыми изогипсами.

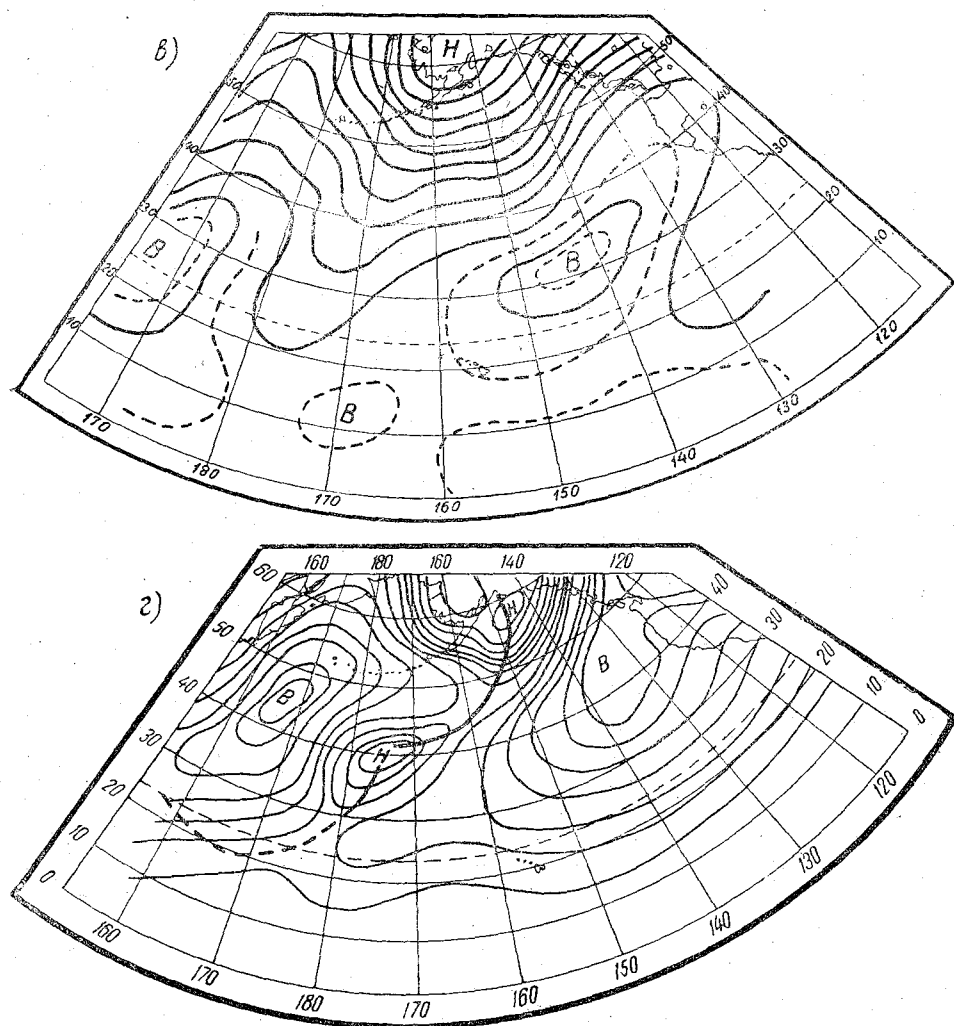


Рис. 3 а, б. Карты изогипс поверхности 700 мб (а) и наземных изобар (б) за 5 января 1949 г.

Затем он очень быстро был изолирован от „питающих“ его теплых гребней. С этого момента, очевидно, воздух, в котором сформирован указанный центр, оказавшись в других радиационных условиях, охлаждался, что и выражено спадом кривой температуры (рис. 2). При этом высокое положение АТ 500 мб, повидимому, поддерживалось динамическими или другими какими-либо факторами.

Итак, при сильном меридиональном развитии высотных гребней в Арктику во всей толще тропосферы поступают теплые массы воздуха, с чем связано как формирование высокого арктического антициклона, так и существенное увеличение высоты тропопаузы и понижение ее температуры.

Поскольку нашей задачей является установление связи процессов в Арктике с общей циркуляцией атмосферы, то естественно возникает вопрос, как указанное развитие к северу высотных гребней связано с положением и развитием остальных

гребней и ложбин, наблюдающихся на полушарии. Принципиальная сторона этой связи рассмотрена нами в работе [2]. В данной же статье мы попытаемся остановиться на этом вопросе несколько подробнее и покажем некоторые особенности этой взаимосвязи, наблюдающиеся при формах *W*, *C*, *E*.

Так, в стадии *E*, представленной на рис. 1, адвекция теплого воздуха в Арктику происходит в основном из районов Средиземного моря и восточной части Тихого океана. Над Арктикой при этом, как уже указывалось, наблюдается повышение температуры тропосферы и увеличение высоты тропопаузы. Оказывается, в это же время имеют место и существенные изменения в стратосфере. Установлено [10, 11], что в районах, занятых восточной частью ложбин (западной частью гребня), происходят интенсивные восходящие движения воздуха, а в западной части ложбин (восточной части гребней) — нисходящие. Те и другие захватывают тропосферу и нижнюю часть стратосферы.

Восходящие и нисходящие движения в изотермически стратифицированной стратосфере приводят к тому, что в стратосфере формируются холодные гребни и теплые ложбины (рис. 3). Следовательно, при меридиональном развитии указанных гребней (рис. 1) вместе с вторжением тепла в тропосферу Арктики происходит вторжение холодного воздуха в ее стратосферу.

Одновременно с этим по восточной части гребней (западная часть ложбин) происходит вторжение из Арктики в тропосферу умеренных (а нередко и субтропических) широт низкой и теплой тропопаузы, а также теплого воздуха в стратосферу этих широт. Поскольку при формах *E* и *C* основные гребни и ложбины расположены различно (рис. 1), то районы этих вторжений как в Арктику, так и в более южные широты при этих формах (*E* и *C*) также будут различными.

При форме *W* меридиональность максимально ослаблена. Поэтому взаимодействие между процессами в Арктике и в более южных широтах ослаблено.

Указанные выше вторжения теплого и холодного воздуха в тропосферу и стратосферу Арктики и более южных широт, наблюдающиеся при формах *E* и *C*, существенно изменяют характер синоптических процессов как в том, так и другом районах. Покажем, в чем же состоят эти изменения при каждой из форм.

В случае формы *E* (рис. 1) движущийся по западной части европейского и американского высотных гребней теплый воздух встречается в северных широтах с холодным воздухом. В результате происходит обострение „струйного“ течения [3] на северной части гребней (в Арктике), т. е. наблюдается активизация высотной фронтальной зоны, „оггибающей“ гребни с севера. В связи с этим активизируется циклоническая деятельность в западном районе Арктики. Циклоны у земли перемещаются из системы Исландского минимума в район Гренландского и Баренцова морей. Их дальнейший путь зависит во многом от степени развития и ориентировки европейского гребня. В случае сильного развития гребня к северу циклоны перемещаются через северный полюс и далее нередко проникают в систему Алеутского минимума. Иллюстрацией такого рода процессов являются карты за период 18—30/XI 1954 г.

Если европейский высотный гребень развит недостаточно сильно к северу, а ось его ориентирована с северо-запада на юго-восток, то циклоны из района Баренцова моря перемещаются далее к юго-востоку через Таймырский полуостров, достигая нередко Байкала. В такие периоды даже зимой почти отсутствует сибирский антициклон, а на его месте активизируется циклоническая деятельность. В этом случае в восточных морях Арктики наблюдается обычно область высокого давления. Примером таких процессов может служить декабрь 1944 г. и ноябрь 1949 г.

Аналогичные процессы наблюдаются и в американском секторе Арктики. В случае формы *E*, представленной на рис. 1, там также активизируется „струя“ и циклоны из системы Алеутского минимума перемещаются на Аляску и далее, „оггибая“ американский гребень, „ныряют“ на Гудзонов залив. В случае стадии преобразования формы *E* [3], когда в тихоокеанско-американском секторе наблюдается зональность, циклоны от Алеутских островов могут перемещаться прямо на восток. Если же в Тихом океане наблюдается меридиональность (пунктир на рис. 1), то циклоны, движущиеся от Японии на Камчатку и Чукотку, оггибают

далее тихоокеанский гребень и ныряют на западную часть Америки. При таких процессах в Тихом океане европейский гребень также имеет некоторые отличия от его положения, изображенного на рис. 1, обуславливающие соответствующие особенности перемещений циклонов и в западном секторе Арктики. Все эти особенности траекторий наземных циклонов с соответствующими изменениями в положении и интенсивности струи хорошо видны на картах, приведенных в работе [3].

Таковы основные особенности процессов в Арктике, наблюдающихся при форме *E* атмосферной циркуляции. Как видим, они во многом зависят и обусловлены влиянием процессов, происходящих в более южных широтах. Рассмотрим теперь, как же изменяется при форме *E* характер синоптических процессов в умеренных и субтропических широтах, когда происходят вторжения в эти районы из Арктики холодного воздуха в тропосфере и теплого в стратосфере. При этой форме (рис. 1) над Западной Сибирью и западной частью Америки у земли формируется стационарный антициклон (под восточной частью высотных гребней), хотя „нормально“ сибирский зимний антициклон располагается над Монголией [8]. Его возникновение в более западных, чем обычно, районах связано с адвекцией (к югу) холодного воздуха в тропосфере, а также с нисходящим движением воздуха в толще тропосферы и стратосферы. С этими же вторжениями и опусканиями связано понижение в умеренных широтах тропопаузы и повышение ее температуры.

С адвекцией в южном направлении холодного воздуха связано понижение изобарических поверхностей в тропосфере и, следовательно, развитие в южном направлении ложбин, расположенных к востоку от гребней. Холодный воздух, движущийся к югу в тылу этих ложбин, встречается на их южной части с теплым воздухом. В результате этого и здесь (рис. 1) происходит активизация „струйного течения“. Это приводит к активизации циклонической деятельности в районах (рис. 1) Средиземного моря, в районе о. Балхаш, над Японией, в юго-восточной части Тихого океана, у восточного побережья Америки.

Возникающие в указанных районах циклоны перемещаются далее на восток, приобретая нередко составляющую движения к северо-востоку (по направлению ведущего потока, т. е. по течениям в восточной части высотных ложбин).

Встречаются случаи, когда одна из основных ложбин (Тихоокеанская или Атлантическая) исключительно сильно развивается к югу, достигая широты 15—20° (рис. 3в, 2). В таких случаях южная часть высотной ложбины и связанный с ней циклонический центр у земли изолируются от „полярной“ ложбины [15]. Этот изолированный центр продолжает далее смещаться к западу (по южной части субтропического антициклона) как однородный холодный вихрь. Последний нередко превращается в тропический циклон у восточного берега континента Азии (или Америки), где он получает дополнительную порцию холодного воздуха (в тылу подошедшей с запада новой ложбины).

Таким образом, в связи с адвекцией к югу холодного воздуха из Арктики и в более южных широтах северного полушария также происходят существенные изменения атмосферных процессов.

Мы рассмотрели особенности процессов в Арктике и их связь с процессами в более южных широтах, наблюдающиеся при форме *E* атмосферной циркуляции. Рассмотрим теперь особенности этих процессов при форме *C* (пунктир на рис. 1). Поскольку при *C* так же, как и при *E* хорошо развита меридиональность процессов, то многое, что уже упоминалось выше, при рассмотрении *E* можно в принципе отнести и к форме *C*. Однако поскольку географическое положение гребней и ложбин при *E* и *C* различно, то, понятно, будут различия и в характере процессов как в Арктике, так и в более южных широтах. Так, основной вынос теплого воздуха в Арктику теперь будет происходить уже из восточных районов Атлантики и западных районов Тихого океана, т. е. из иных, чем при форме *E*, районов северного полушария. Вторжения же холодного воздуха в южные районы будет происходить через Баренцево море, север Скандинавии, Британские острова, через море Лаптевых на центральные районы Сибири, через Аляску на западную часть Америки и восточную часть Тихого океана, т. е. также в иные, чем при форме *E*, районы. Исландский и Алеутский минимумы при форме *C* отсутствуют

в районах их „нормального положения“. Активизация „струи“ (на северных частях гребней и южных частях ложбин) теперь происходит уже в иных, чем при *E*, районах. Поэтому активизация циклонической деятельности при *C* происходит в западной части Атлантического и Тихого океанов. Отсюда циклоны перемещаются на Гренландию и далее через Баренцево море ныряют на Европу и Европейскую территорию СССР и далее по направлению ведущего потока на северо-восток (район Таймырского п-ва и моря Лаптевых). Если британский гребень сильно развит к северу, то циклоны, проходя по северной части Гренландии, могут далее достигать полюса и затем перемещаться на Карское море.

В тихоокеанском секторе циклоны от Японии движутся на Камчатку — Чукотку и далее, огибая тихоокеанский высотный гребень, движутся на западную часть Америки. Если гребень на меридианах Алеутских островов получит сильное развитие к северу, то циклоны могут и в этом районе Арктики достигать весьма высоких широт и далее нырять на восточную часть Америки.

Вместе с развитием к северу британского и тихоокеанского гребней и проникновением циклонов в Центральную Арктику развиваются к югу высотные ложбины над Атлантикой (пунктир на рис. 1), над Европой и Европейской территорией СССР, над западной частью Тихого океана и над западными районами Америки. С активизацией струи в южной части этих ложбин связана активизация циклонической деятельности в иных, чем при *E*, районах: в субтропических широтах Атлантики (к западу от Азорских островов) и Тихого океана (к западу от Гавайских островов), а также в районах Черного моря и Калифорнии. Возникающие в указанных районах циклоны смещаются далее по ведущему потоку на северо-восток (выход южных циклонов).

В случае процессов формы *W* меридиональный обмен ослаблен. Поэтому траектории барических образований располагаются зонально: в северных широтах ($60-70^\circ$) перемещаются с запада на восток циклоны, в субтропических ($30-40^\circ$) — ядра высокого давления. Процессы формы *W* отличаются друг от друга нередко положением субтропического пояса высокого давления. Чем севернее он расположен (это наблюдается обычно тогда, когда *W* возник из *E*), тем в более северных широтах наблюдается смещение (с запада на восток) циклонов. Поэтому процессы в Арктике будут также зависеть от характера (разновидностей) формы *W*.

В случае низкого положения субтропического пояса (*W* низ) центры циклонов перемещаются над континентом. В Арктике наблюдается хорошо развитый наземный (низкий) антициклон. В случае высокого положения пояса центры циклонов перемещаются по арктическим морям. В этом случае площадь, занятая арктическим антициклоном, меньше, чем в первом случае. В качестве примера хорошо развитых процессов формы *W* можно указать: январь 1932 г., март 1938 г., сентябрь 1917 г., сентябрь 1924 г., с 10/X по 14/XI 1954 г. и др.

Таковы особенности процессов в Арктике, наблюдающиеся при основных формах атмосферной циркуляции. Как видим, процессы в Арктике теснейшим образом связаны (а во многом и обусловлены) с процессами общей циркуляции атмосферы. При этом они имеют существенные отличия при каждой из трех рассмотренных ее формах. Поэтому изучение закономерностей развития синоптических процессов в Арктике целесообразно производить одновременно с изучением закономерностей развития форм (*W*, *C*, *E*) атмосферной циркуляции.

Отсюда же следует, что представление об Арктике как о „кухне погоды“ не только не соответствует действительности, но и противоречит известным положениям материалистической теории познания, требующей изучать явления природы в их развитии, во взаимной связи и взаимообусловленности.

Мы рассматривали выше связь процессов в Арктике с процессами в остальных районах северного полушария. Совершенно очевидно, что под общей циркуляцией понимают совокупность течений, охватывающих весь земной шар. Поэтому, говоря о взаимодействии, следовало бы учитывать и процессы, происходящие в южном полушарии.

Однако в настоящее время это сделать невозможно из-за отсутствия систематических метеорологических и аэрологических наблюдений в южном полушарии.

Вместе с тем уже и в настоящее время можно высказать некоторые соображения о характере такого взаимодействия. Как уже указывалось выше, в периоды сильного меридионального развития высотных гребней и ложбин массы воздуха северного происхождения могут проникать в субтропические и приэкваториальные районы, вызывая там существенные изменения обычного для этих широт хода процессов. Поэтому нет оснований, исключающих возможность передачи таких нарушений и в южное полушарие. Допустим, что в течение длительного периода в северном полушарии развиваются процессы формы *C*, а в южном в это же время — формы *W*. В таком случае через некоторое время и в южном полушарии могут быть „индуцированы“ меридиональные составляющие циркуляции, т. е. и там возникнет меридиональная форма циркуляции (или, наоборот, возникнут процессы *W* и в северном полушарии).

В. Ю. Визе [18] в свое время показал, что в годы с тяжелой ледовитостью в Арктике, наблюдалась тяжелая ледовитость и в Антарктике и, наоборот, годы с легкой ледовитостью в Арктике были легкими в ледовом отношении и в Антарктике. Не исключено, что причиной такой синхронности и является „взаимоиндукция“ процессов, о которой говорилось выше.

Совершенно очевидно, что установление закономерностей взаимодействия и взаимосвязи процессов в северном и южном полушариях имело бы важное значение не только в плане изучения общей циркуляции атмосферы, но и в плане более глубокого понимания особенностей синоптических процессов в отдельных районах нашей планеты, в частности и в Арктике. Надо полагать, что наблюдения, которые будут производиться в течение предстоящего Международного геофизического года, а также результаты работ советской антарктической экспедиции внесут большой вклад в решение этой важной проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вангенгейм Г. Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 5, 1946.
2. Гирс А. А. К вопросу изучения основных форм атмосферной циркуляции. Метеорология и гидрология, № 3, 1948.
3. Гирс А. А. Особенности планетарной высотной фронтальной зоны, свойственные основным формам циркуляции. Метеорология и гидрология, № 4, 1953.
4. Дзержевский Б. Л. Циркуляционные схемы в тропосфере Центральной Арктики. Изд. АН. СССР, 1945.
5. Лир Э. С. К вопросу об устойчивости арктической области высокого давления. Метеорология и гидрология № 8—9, 1932.
6. Молчанов П. А. Некоторые данные о строении атмосферы в полярной области. Материалы Первого Всесоюзного географического съезда, вып. 2, 1933.
7. Moltchanoff. Versuch der Erforschung der höheren Atmosphärenschichten mit Hilfe der Radiosondes in Polarverhältnissen. Met. Zeitschr. 1931.
8. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1948.
9. „О новых советских исследованиях и открытиях в Центральной Арктике“. Известия АН СССР, серия географ., № 5, 1954.
10. Bjerknes I. and Holmboe I. On the theory of cyclones. J. Meteorol., vol. 1, № 1—2, 1944.
11. Bodurtha F. An investigation of anticyclogenesis in Alaska. J. Meteorol., vol. 9, № 2, 1952.
12. Bjerknes W. On the dynamics of the circular vortex with applications to the atmosphere and atmospheric vortex and wavemotions. Geofysiske Publikasjoner, vol. 11, № 4, 1921.
13. Vederman Y. and C. D. Smith. The winter mid troposphere circulation near the north pole. Bull. Americ. meteorol. Soc., vol. 31, № 6, 1950.
14. Hobbs W. H. The glacial anticyclones. New-York, 1926.
15. Simpson R. H. Evolution of the kona storm, a subtropical cyclone. J. Meteorol., vol. 9, 1952.
16. Sverdrup H. U. Air circulation over the Polar sea. Arctica, № 2, 1934.
17. The Norwegian north polar expedition with the „Maud“ 1918—1925. Scientific Results. vol. II. Sverdrup H. U. Meteorology Part I. Discussion Bergen, 1933.
18. Визе В. Ю. Лды в полярных морях как индикатор общего состояния гидросферы и атмосферы. Труды Первого Всероссийского гидрологического съезда. 1935, стр. 368—370.

УТОЧНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ ДВУХ СЕРИЙ УЧАЩЕННЫХ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ 1953 г.

На возможность периодических колебаний температуры в верхней тропосфере еще 20 лет назад обратил внимание проф. П. А. Молчанов.

Обобщая первые сотни радиозондовых наблюдений, выпущенных в Институте эрологии в Павловске, Молчанов пришел к двум принципиально важным выводам: 1) радиационные искажения показаний гребенчатого радиозонда до 13—15 км ничтожны, 2) в верхней тропосфере возможны значительные периодические, в том числе и суточные колебания температуры воздуха.

Наиболее интересные данные были получены, как указывал Молчанов, в 1935 г., когда Институт перешел на двукратные ежедневные зондирования в дневное и южное время [1, 2].

С тех пор идеи Молчанова были дополнены и уточнены рядом исследований. На значительном материале результатов радиозондирования суточный ход температуры в свободной атмосфере в 1945 г. исследовала Е. С. Селезнева [4], в 1947 г. — Рил [5]. Однако вопрос о суточных колебаниях температуры в верхней тропосфере еще и по сей день нуждается как в теоретическом объяснении, так и в эмпирических обобщениях.

С особым удовлетворением автор посвящает настоящую работу по суточному ходу температуры знаменательной дате — 25-летию выпуска первого в мире советского радиозонда системы проф. П. А. Молчанова.

В результате исследований, выполненных Центральной аэрологической обсерваторией в 1951—1953 гг., был выяснен характер и величина радиационного искажения показаний экранированных биметаллических термометров радиозондов и зондовых метеорографов [3]. Анализ исправленных данных температурных зондирований позволил уточнить имеющиеся представления о суточном ходе температуры в верхней тропосфере и нижней стратосфере.

В последнее время в метеорологической литературе указанному вопросу уделяется большое внимание.

После того как аэрологическими исследованиями показана нестационарность температуры в течение суток не только в приземном слое, но и во всей тропосфере, потребовалось пересмотреть теоретические модели. Теоретикам нужно было преодолеть затруднение, вызванное фактом наличия суточных колебаний не только в приземном слое до 2 км, но и до высоты 8—9 км (по данным Селезневой) и до 13 км (по данным Рил). Качественно этот факт может быть объяснен возрастанием поглощения коротковолновой радиации водяным паром на высоте 8 км, на что указал в своих работах Е. С. Кузнецов.

Однако поглощение радиации может обусловить суточный ход температуры с амплитудой вдвое-втрое меньше наблюдаемой. В. Г. Кастров [6, 7] в результате исследования поглощения коротковолновой радиации показал, что количественно невозможно объяснить наблюдаемые в верхней тропосфере амплитуды суточного хода за счет поглощения коротковолновой радиации водяным паром.

М. С. Малкевич теоретически исследовал суточный ход температуры и пришел к идее о немонотонном изменении амплитуды суточного хода в тропосфере в течение суток. Выполненные автором расчеты, однако, количественно не согласуются с данными экспериментальных наблюдений по суточным колебаниям в верхней тропосфере [4, 5].

В 1953 г. для изучения суточного хода температуры были проведены две суточных серии учашенного высотного зондирования атмосферы с помощью радиозондов и высотных зондовых метеорографов — МЗМ. Для проведения серий учашенного зондирования выбиралась погода сб слабой адвекцией. Из-за метеорологических условий обе серии удалось провести только в теплое полугодие. Первая серия наблюдений состоялась 22—23/V, вторая — 23—24/VI.

Число выпусков по сериям, а также максимальные достигнутые высоты приведены в табл. 1. Мы видим, что подъемы в течение суток распределены довольно равномерно через 2-, 4-часовые интервалы. Высота зондирования в среднем была около 18 км. В сроки регулярного оперативного зондирования (05 и 17 час. московского декретного времени) одновременно делались выпуски одного или двух радиозондов и метеорографа. Кроме того, для уточнения полученных ранее радиационных ошибок радиозонда и метеорографа в отдельные сроки выпускались спаренные радиозонды, при которых на одном шаре поднимались два радиозонда: один с приемником, окрашенным в черный цвет, другой с приемником, окрашенным в белый цвет. Для обеспечения сравнимости наблюдений были отобраны радиозонды одной заводской партии. С этой же целью радиозонды и зондовые метеорографы тарировались одновременно.

Таблица 1

Подъемы приборов в дни учашенных зондирований

| № п/п | Время выпуска (московское) | Тип прибора | Место выпуска | Максимальная высота (км) | № п/п | Время выпуска (московское) | Тип прибора | Место выпуска | Максимальная высота (км) |
|--------------------------------|----------------------------|-------------|---------------|--------------------------|---------------------------------|----------------------------|-------------|---------------|--------------------------|
| Первая серия (22—23/V—1953 г.) | | | | | Вторая серия (23—24/VI—1953 г.) | | | | |
| 1 | 5 | Радиозонд | ЦАО | 21,7 | 1 | 5 | Радиозонд | ЦАО | 11,4 |
| 2 | 11 | " | Москва | 14,5 | 2 | 12 | " | " | 9,1 |
| 3 | 14 | " | ЦАО | 27,0 | 3 | 12 | Метеорограф | " | 26,0 |
| 4 | 17 | " | " | 25,0 | 4 | 12 | Радиозонд | ЦАО | 16,3 |
| 5 | 18 | Метеорограф | " | 29,7 | 5 | 17 | " | " | 24,6 |
| 6 | 24 | Радиозонд | ЦАО | 12,6 | 6 | 20 | " | Москва | 22,7 |
| 7 | 24 | Метеорограф | " | 14,7 | 7 | 1 | " | ЦАО | 19,3 |
| 8 | 5 | Радиозонд | ЦАО | 25,6 | 8 | 3 | Метеорограф | " | 10,9 |
| 9 | 8 | Метеорограф | " | 28,0 | 9 | 5 | Радиозонд | ЦАО | 17,0 |
| 10 | 11 | Радиозонд | Москва | 16,2 | 10 | 6 | Метеорограф | " | 25,8 |
| 11 | 12 | " | ЦАО | 22,0 | 11 | 8 | " | " | 30,6 |
| 12 | 17 | " | " | 21,7 | 12 | 12 | Радиозонд | Москва | 19,5 |
| | | | | | 13 | 12 | Метеорограф | " | 19,4 |
| | | | | | 14 | 12 | Радиозонд | ЦАО | 19,2 |
| | | | | | 15 | 15 | Метеорограф | " | 19,3 |
| | | | | | 16 | 17 | Радиозонд | Москва | 22,1 |
| | | | | | 17 | 17 | " | ЦАО | 22,0 |

Учашенные зондирования, выполненные 22—23/V, проводились в условиях прогревающегося воздуха в системе обширного антициклона. По северной периферии, этой области высокого давления, через Скандинавию и север Европейской территории СССР в течение исследуемого периода перемещались неглубокие циклоны. За Уралом наблюдалась циклоничность, устойчивая в течение обоих дней, 22 и 23/V (рис. 1).

По метеорологическим данным Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО), в районе наблюдений (Долгопрудная Московской области) обнаруживается правильный суточный ход температуры воздуха у поверхности земли, особенно в первые

тки (22/V), но значительно искаженный суточный ход давления. Вместо правильной суточной волны с максимумом давления в 7—8 час. утра и минимумом в 17 час. течение суток наблюдалось непрерывное падение давления с 9 час. утра до 2 час. 22/V, составившее почти 5 мб, связанное с прохождением ложбины. Не менее искаженным оказался суточный ход давления 23/V, хотя правильный суточный ход температуры в общем сохранился (рис. 2). Однако в свободной атмосфере

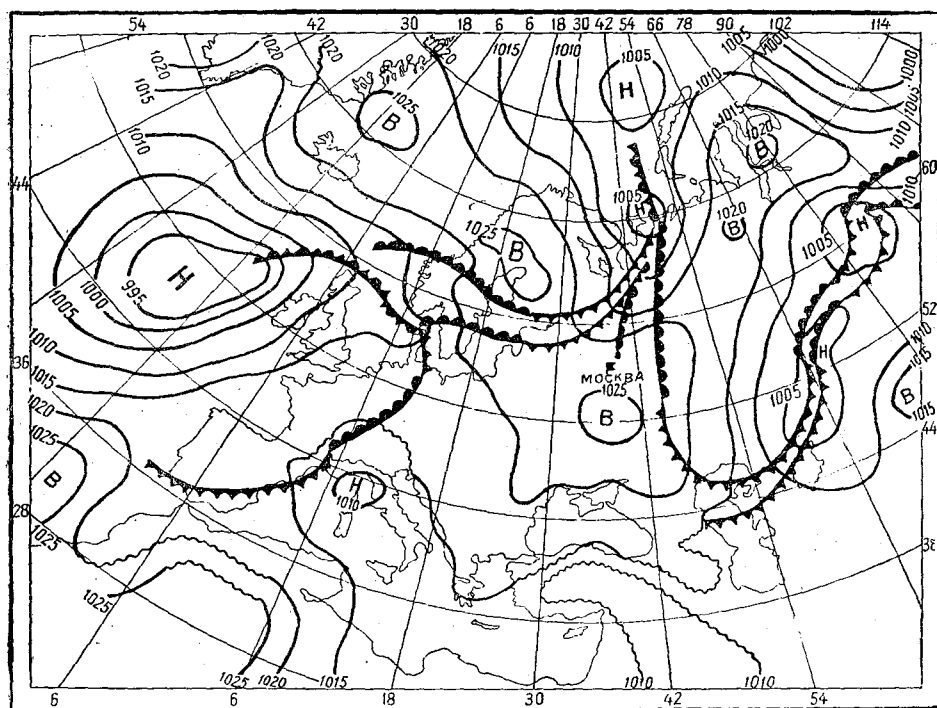


Рис. 1. Синоптическая карта за 9 час. 23 мая 1953 г.

в течение исследуемых дней изменение температуры на всех высотах было незначительным. Это следует из сопоставления средних температур у поверхности земли для обеих суток (табл. 2).

Таблица 2

Среднесуточные температуры воздуха для дней учащенного зондирования

| Высота (км) | 1 сутки | 2 суток | Разность | Высота (км) | 1 сутки | 2 суток | Разность |
|--------------|---------|---------|----------|--------------|---------|---------|----------|
| Первая серия | | | | Вторая серия | | | |
| Земля | 19,1 | 18,2 | -0,9 | Земля | 20,3 | 20,5 | +0,2 |
| 1 | 17,0 | 15,6 | -1,4 | 1 | 16,6 | 16,8 | +0,2 |
| 2 | 7,9 | 8,4 | +0,5 | 2 | 7,3 | 7,2 | +0,2 |
| 4 | -2,8 | -3,1 | -0,4 | 4 | -7,3 | -6,3 | +1,0 |
| 5 | -9,1 | -9,7 | -0,6 | 5 | -12,1 | -12,5 | -0,4 |
| 6 | -16,4 | -16,8 | -0,4 | 6 | -19,6 | -19,9 | -0,3 |
| 8 | -31,7 | -31,7 | 0,0 | 8 | -34,1 | -35,0 | -0,9 |
| 9 | -39,0 | -40,3 | -1,3 | 9 | -41,5 | -40,2 | -1,3 |
| 10 | -46,8 | -47,9 | -1,1 | 10 | -48,4 | -50,5 | -2,1 |
| 11 | -54,6 | -55,5 | -0,9 | 11 | -55,2 | -53,6 | +1,6 |
| 12 | -59,7 | -59,4 | +0,3 | 12 | -54,0 | -50,8 | +3,2 |
| 13 | -58,7 | -54,3 | +4,4 | 13 | -48,0 | -46,2 | +1,8 |
| 14 | -55,7 | -54,1 | +1,6 | 14 | -47,4 | -46,9 | +0,5 |
| 15 | -53,6 | -51,7 | +21,9 | 15 | -47,9 | -46,8 | +1,1 |
| 16 | -54,0 | -52,6 | +1,4 | 16 | -48,5 | -47,1 | +1,4 |
| 18 | -53,6 | -51,7 | +1,9 | 18 | -47,7 | -47,3 | +0,4 |

Синоптические условия периода второй серии 23—24/VI были более удачными для исследования суточного хода температуры воздуха.

23/VI над Европейской территорией СССР располагался отрог обширного антициклона, центр которого находился над Норвежским морем (рис. 3). Барическое поле, поле ветра и температуры в районе Москвы в течение 23 и 24/VI очень мало менялось. На всех высотах тропосферы и в нижней стратосфере до 20 км

господствовали слабые (4—7 м/сек.) ветры северного и северо-восточного направления, в силу чего адвекция должна была быть очень мала. У поверхности земли в первый день наблюдался отчетливый суточный ход всех метеорологических элементов: температуры с правильной волной и амплитудой в 12° , давления с амплитудой в 2 мб, с максимумом около 8 час. утра и минимумом около 18 час., а также ветра и облачности. На вторые сутки этой серии правильный суточный ход метеорологических элементов оказывается уже несколько нарушенным затоком холодного воздуха (рис. 4).

Обе серии учащенного зондирования охватывали двое календарных суток. Так как анализ синоптического положения показал, что в начальные и конечные часы суток ход давления, температуры и других элементов был отчасти искажен адвективным влиянием, то в дальнейшем для каждой серии исследуются лишь одни сутки, лежащие в интервале от утра одних календарных суток до утра других.

Рассмотрим в первую очередь результаты наблюдений 22—23/V. На рис. 5 и

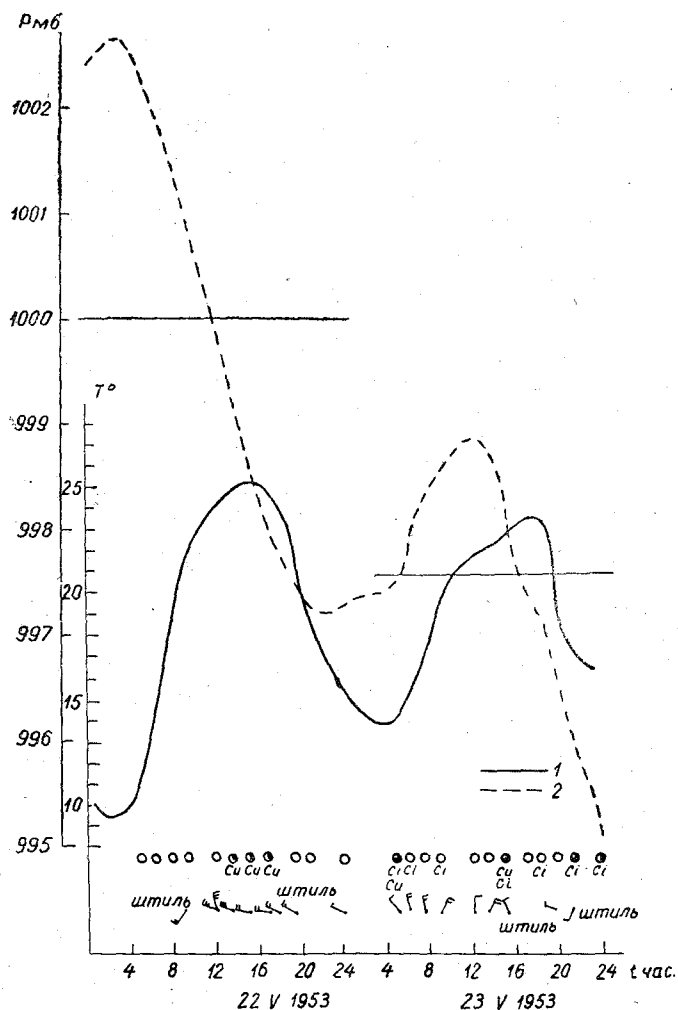


Рис. 2. График хода метеорологических элементов у поверхности земли за 23—24 июня 1953 г.

1 — температура, 2 — давление.

в табл. 3 приведены для этой серии амплитуды суточного колебания температуры. Мы видим, что у поверхности земли максимум температуры наблюдался около 15 час., минимум температуры — в 4 часа, почти в момент восхода солнца. При этом глубина минимума симметрична высоте максимума с амплитудой 12° . По мере подъема вверх становятся отчетливо заметными сдвиг во времени наступления крайних фаз и убывание амплитуды. Уже на высоте 1 км над уровнем моря (800 м над уровнем земли) суточная амплитуда уменьшается до 6° . Максимум (основной) наблюдается между 17 и 18 час., минимум в 6 час. утра.

На высоте 1 км отмечается вторичная волна суточного хода: дополнительный максимум в полночь, при инверсионном распределении температуры от земли, и

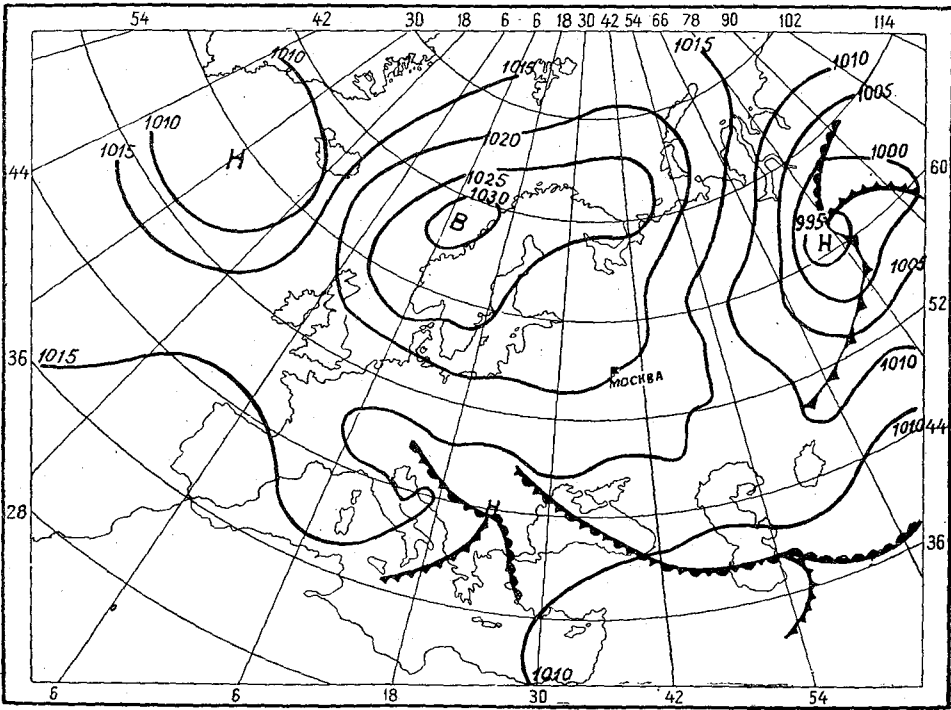


Рис. 3. Синоптическая карта за 21 час 23 июня 1950 г.

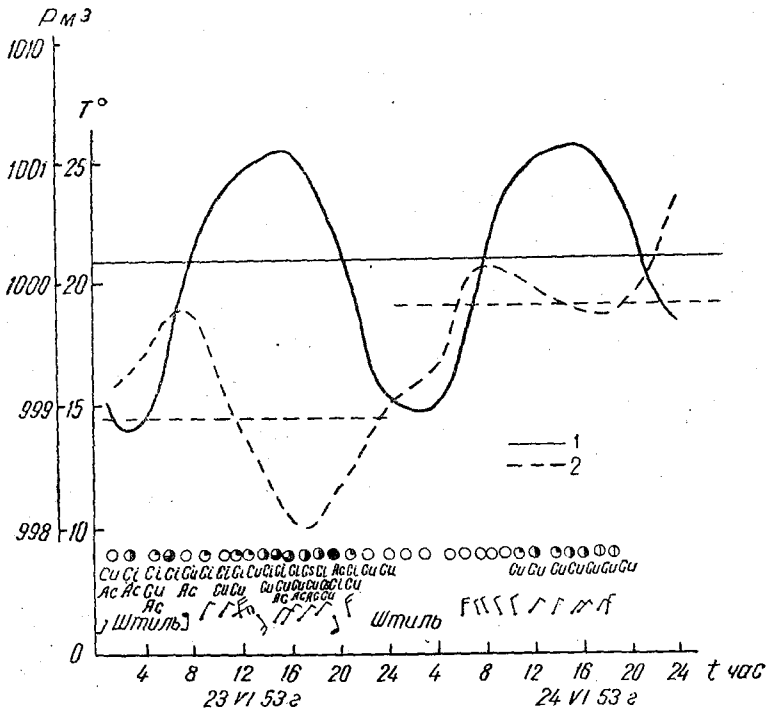


Рис. 4. График хода метеорологических элементов у поверхности земли за 23—24 июня 1953 г.
1 — температура, 2 — давление.

в полдень вторичный минимум, в связи с максимумом турбулентного обмена. К этому времени потенциальные температуры выравниваются, а вертикальные градиенты температуры становятся почти адиабатическими. Амплитуда этой волны составляет около 4° . Вторичный максимум температуры на высоте 1 км, наоборот, наблюдается при условиях, противоположных первым. Внизу условия наибольшего ночного излучения приводят к наибольшему возрастанию потенциальной температуры с высотой. Вертикальные градиенты температуры в этом слое наименьшие, отрицательные. Температура воздуха на верхней границе инверсии на 1 км достигает в полночь почти того же значения, что в 17 час. в момент дневного максимума. Эти данные о наличии двойного суточного хода температуры в нижнем слое тропосферы подтверждают заключения Е. С. Селезневой [8].

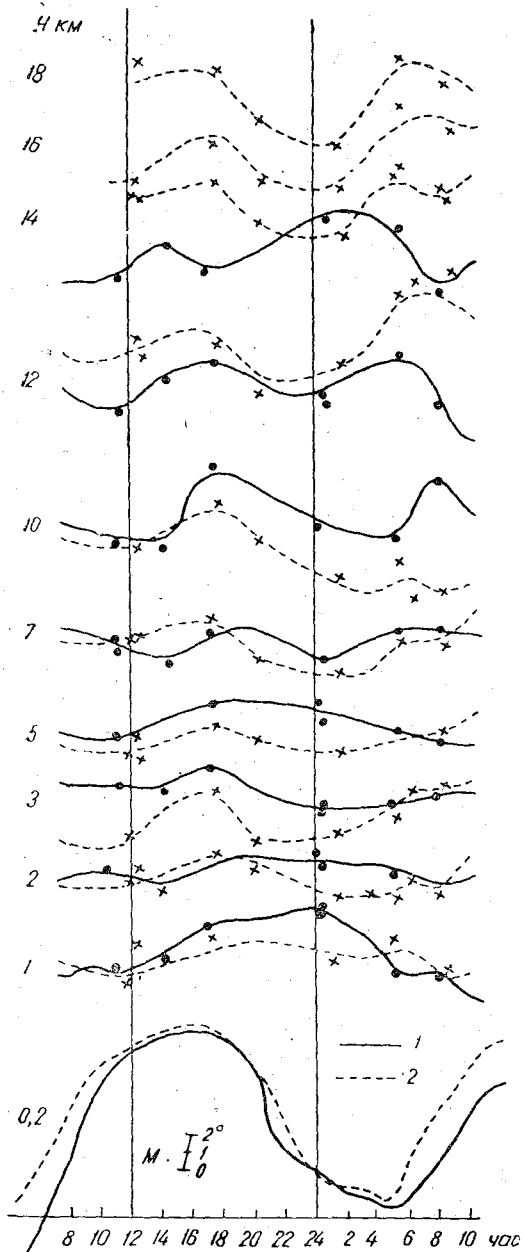


Рис. 5. Суточные изменения температуры на больших высотах.

1 — первая серия, 2 — вторая серия.

Перейдем теперь к рассмотрению суточных изменений температуры в тропосфере по материалам второй серии, 23—24/VI. Амплитуды суточных колебаний за эти сутки приведены также в табл. 3 и на рис. 5 (пунктирные кривые). Мы видим основной послеполуденный максимум температуры у земли между 15 и 16 час., а ночной ми-

нимум наблюдается при условиях, противоположных первым. Внизу условия наибольшего ночного излучения приводят к наибольшему возрастанию потенциальной температуры с высотой. Вертикальные градиенты температуры в этом слое наименьшие, отрицательные. Температура воздуха на верхней границе инверсии на 1 км достигает в полночь почти того же значения, что в 17 час. в момент дневного максимума. Эти данные о наличии двойного суточного хода температуры в нижнем слое тропосферы подтверждают заключения Е. С. Селезневой [8].

К высоте 1,5 км амплитуда основной суточной температурной волны достигает $1,5^{\circ}$. Основной максимум, так же как и основной минимум, на этой высоте наиболее смещен относительно моментов наступления в нижних слоях. Максимум наблюдается в 18 час., минимум — около 7 час. утра. Малая суточная амплитуда колебания температуры на этой высоте (лишь в $1,5^{\circ}$) не позволяет выявить моменты наступления вторичных экстремумов.

В более высоких слоях тропосферы до высоты 7—8 км отмеченные две волны в суточном ходе исчезают и наблюдается лишь основная волна с амплитудой около 2° . В этом слое максимум температуры наблюдается почти одновременно около 17—18 час. Наступление наиболее высокой температуры тропосферы соответствует наибольшему прогреву массы вертикального столба воздуха в течение суток и обуславливает основной минимум давления у поверхности земли.

Основной минимум температуры выше 1—1,5 км наблюдается в более ранние часы, смещаясь к полуночи. На высоте 5 км минимум отмечается в 3 часа ночи (вторая серия) и в 7 час. утра (первая серия), а на 7—8 км он наблюдается между полуночью и 01 час.

имум между 3—4 час. почти в момент восхода солнца. К высоте 1 км основной максимум смещается, так же как и в первой серии, на 17 час., а ночной минимум — а период между 6 и 7 час. утра. Амплитуда основной суточной волны на этой высоте уменьшается до $4,7^\circ$, против 12° у земли. Вторичный максимум около полуночи и полуденный конвективный минимум по наблюдениям второй серии обнаруживается менее отчетливо. Амплитуда этой волны едва достигает $2-3^\circ$.

Таблица 3

Амплитуда суточных колебаний температуры на различных высотах

| Серия | Высота, км | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|
| | 0 | 0,5 | 1 | 1,5 | 2 | 2,5 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | |
| Первая 22—23/IV | 12,2 | 8,0 | 6,0 | 1,5 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 1,4 | 2,0 | 2,2 | 0,8 | 1,0 | 1,8 | 3,0 | 4,2 | 4,4 | | | | | | | | |
| Вторая 23—24/VI | 11,8 | 9,5 | 4,7 | 2,8 | 1,4 | 2,5 | 2,1 | 2,4 | 1,8 | 3,0 | 4,0 | 4,5 | 5,8 | 5,0 | 6,0 | 2,0 | 2,5 | 2,0 | 1,5 | 2,5 | 2,9 | 4,0 | 3,8 | |

На уровне 1,5 км основная суточная волна температуры выражена амплитудой в $2,8^\circ$, т. е. больше, чем в первой серии, где она равна соответственно $1,5^\circ$. Максимум и минимум температуры на 1,5 км мало смещены относительно времени наступления на 1 км. Выше минимум температуры постепенно отмечается во все более ранние часы.

Наименьшая амплитуда колебаний температуры ($1,4^\circ$) в дни второй серии наблюдается на высоте 2 км, т. е. несколько выше, чем в дни первой серии.

Более высокий уровень распространения суточных колебаний температуры 23—24/VI, чем 22—23/IV, несмотря на меньшие скорости ветра и, следовательно, меньшую динамическую турбулентность, может быть объяснен большим притоком тепла в связи с максимальной высотой солнца.

В слое от 2 до 6 км минимум температуры наблюдается почти в одно время, в 2—3 часа утра, а максимум — в 17 час. Эти два экстремума в средней тропосфере в слоях от 2 до 6 км обуславливают амплитуду колебаний в 2° , которая так же, как и в дни первой серии, здесь мало меняется по высоте.

Как известно, причиной суточного хода в средней тропосфере является приток тепла за счет турбулентного теплообмена с подстилающей поверхностью и прилегающими слоями воздуха и радиационного баланса. Как видно из рис. 5, время наступления минимума в суточном ходе температуры по мере подъема приближается к полуночи. Роль турбулентного притока тепла с высотой, вероятно, становится все меньшей, уступая место процессам излучения и поглощения [8].

Рассмотрим подробнее результаты учащенных наблюдений на верхних уровнях у тропопаузы и в нижней стратосфере. Правильное представление о суточном ходе на этих высотах возможно получать только после решения вопросов о радиационных ошибках в показаниях радиозондов.

В 1952 г., как уже упоминалось, на основании статистической обработки 400 радиозондов, выпущенных летом, были подсчитаны величины радиационных ошибок путем сравнения показаний радиозондов при максимальной высоте солнца над горизонтом и при отрицательной ее высоте (ночью) [3]. При этом оказалось, что более высокие температуры на высотах 8—14 км наблюдаются не в полдень при наибольшей высоте солнца. В то же время экспериментальными подъемами радиозондов и метеорографов было установлено, что наибольшее радиационное искажение показаний приемника температуры имеет место при максимальной полуденной высоте солнца. Поэтому факт наиболее низкой температуры в полдень приводит к заключению об отсутствии радиационного искажения в показаниях радиозондов на высотах 8—14 км и, кроме того, указывает на наличие здесь суточного хода температуры воздуха.

Анализ данных, приведенных в табл. 3, показывает, что вблизи тропопаузы амплитуда суточных колебаний вновь возрастает, по данным первой серии к высоте 11—12 км до $4,2-4,4^\circ$, а по данным второй серии даже до $5-6^\circ$. Это же иллюстрируется рис. 5, где, кроме того, видно, что на высотах 7—9 км в обоих случаях, помимо суточной волны с минимумом температуры около полуночи и максимумом около 17 час., появляется второй максимум температуры около 5—6 час. утра (при высоте солнца $24-30^\circ$) и второй минимум температуры около полудня. Указанные две волны в суточном ходе температуры воздуха проявляются наиболее резко на тропопаузе, располагавшейся в дни проведения серий в слое 11—14 км.

Мы приводим рис. 6, на котором видно, что экстремумы температур наблюдались почти в одни часы в обоих случаях суточных серий и распределялись в интервале суток симметрично. Основной максимум от земли до наибольшей высоты и основной минимум отмечаются во второй половине суток — в 17 час. и в полночь,

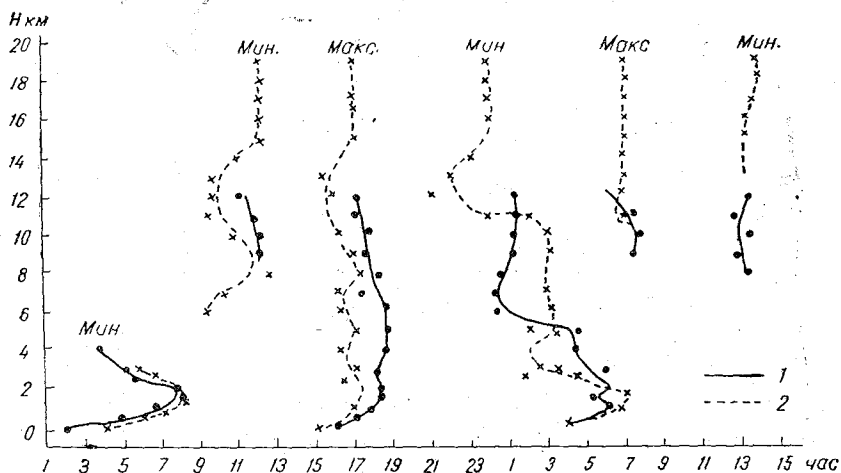


Рис. 6. Время наступления суточных экспериментальных значений температуры на различных высотах.

1 — первая серия, 2 — вторая серия.

а вторичный максимум и вторичный минимум, появляющиеся лишь с высот 7—9 км, отмечаются в первой половине суток, соответственно в 6—7 утра и в полдень.

Величина отклонения температуры от послеполуденного максимума (17 час.) до полуночного минимума (24 час.), так же как величина отклонения температуры от утреннего максимума (06 час.) до полуденного минимума (12 час.), сохраняется примерно равной. На высоте 12 км это отклонение составляет $4-5^\circ$, выше — около $3-4^\circ$. К верхней границе слоя тропопаузы (14—16 км) двойной суточный ход температуры несколько нарушается, и его можно выделить отчетливо по величине амплитуды в $3-4^\circ$ только по материалам второй серии (23—24/VI). Заметим, что материалы наблюдений первой серии не позволяют получить отчетливое представление о суточных колебаниях температуры на высотах выше 12 км, так как ночные зондирования не достигли большой высоты.

Сложный аномальный суточный ход температуры в слое тропопаузы может быть объяснен наличием здесь значительных вертикальных смещений, которые возникают в результате термических колебаний тропосферы в течение суток, а также и динамических причин.

Известно, что вертикальные смещения у тропопаузы приводят к адиабатическим изменениям температуры опускающихся или поднимающихся масс воздуха. Подобные динамические опускания и подъемы слоев атмосферы, особенно значительные у тропопаузы, наблюдаются в процессе развития циклонов и антициклонов, когда тропопауза всасывается или, наоборот, поднимается.

Можно высказать предположение, что двойная суточная волна у тропопаузы является показателем адиабатических процессов в результате вертикального смещения масс воздуха, накладывающихся на общий суточный процесс нагрева и охлаждения атмосферы.

Выводы

Экспериментальное изучение суточного хода температуры воздуха по материалам учтенных зондирований 22—23/V и 23—24/VI 1953 г. подтвердило нестационарность температуры в течение суток не только в слое перемешивания, но и на больших высотах и особенно в слое тропопаузы и над ней.

В дни серий отмечен следующий ход экстремальных значений температуры: у поверхности земли максимум в 15 час., минимум в 4 час.; амплитуда до 12° . К высоте 1,5—2 км наблюдается наибольшее запаздывание экстремумов температуры относительно времени наступления их у земли. Здесь максимум наблюдается в 18 час., минимум — в 7 час. утра. На этой высоте амплитуда суточных колебаний наименьшая, около $1,5^{\circ}$. В слое от 2 до 6 км амплитуда суточных колебаний почти неизменна и равна 2° . Выше, к тропопаузе, отмечается рост амплитуды.

Суточные колебания температуры в верхней тропосфере и нижней стратосфере обнаруживают две волны с примерно равной амплитудой.

Замечательным фактом этих колебаний является то, что в полдень при наибольшей высоте солнца не наблюдается максимума температуры, а имеет место даже минимум, хотя менее глубокий, чем в полночь. Такой характер колебаний температуры наиболее отчетливо выражен в слое тропопаузы.

Выдвинуто предположение, что причиной аномального двойного хода температуры на этих высотах и особенно у тропопаузы могут быть, помимо общего суточного нагрева воздуха, динамические процессы подъема и опускания воздуха, которые сопровождаются адиабатическим повышением и понижением температуры.

Приведенные здесь заключения о суточном ходе температуры получены по очень небольшому числу зондирования и нуждаются в подкреплении новыми, более обширными материалами наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Молчанов П. А. Температурные колебания в верхних слоях тропосферы. Труды ГГО, вып. 7, 1936.
2. Молчанов П. А. Температурные колебания в верхних слоях тропосферы. Бюллетень комиссии по изучению стратосферы, № 1, 1936.
3. Гутерман И. Г. Систематические ошибки в измерении температуры воздуха с помощью радиозондов. Труды ЦАО, вып. 12, 1953.
4. Селезнева Е. С. Суточный ход температуры в тропосфере. Изв. АН, СССР, серия геогр. и геофиз., т. XII, № 4, 1945.
5. H. Riehl. Diurnal variation of Pressure and Temperature Aloft in the Eastern Caribbean. Bull. American Meteorol. Soc., vol. 28, № 7, sept 1947.
6. Кастров В. Г. О нагревании атмосферы благодаря поглощению солнечной радиации водяным паром. Труды ЦАО, вып. 6, 1952.
7. Кастров В. Г. Измерение поглощения солнечной радиации в свободной атмосфере до 3—5 км. Труды ЦАО, вып. 8, 1952.
8. Селезнева Е. С. Распределение температуры и влажности воздуха в дни с кучевой облачностью. Труды ГГО, вып. 13 (75), 1948.

НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Структура пограничного слоя атмосферы в значительной мере обусловлена взаимодействием движущихся воздушных масс с подстилающей поверхностью. Это взаимодействие осуществляется беспорядочно движущимися вихрями благодаря обмену количеством движения, теплосодержанием, влажностью и другими свойствами между деятельной поверхностью почвы и атмосферой. В результате вихревого перемешивания в пограничном слое устанавливается определенный профиль скорости ветра, температуры и влажности.

При изменении радиационного баланса деятельной поверхности или ее увлажнения, или, наконец, при изменении горизонтального градиента давления благодаря непрерывно существующей турбулентности соответствующим образом изменяется вертикальное распределение метеорологических элементов в пограничном слое атмосферы.

Из элементарных соображений следует, что вертикальные градиенты метеорологических элементов при установившемся состоянии связаны с интенсивностью турбулентности; при интенсивном турбулентном обмене вертикальные градиенты малы и, наоборот, при ослабленном обмене они велики (при фиксированных граничных условиях). На этом основании по измерению профилей метеорологических элементов можно определить интенсивность турбулентности и, в частности, важнейшую количественную характеристику турбулентного обмена, так называемый коэффициент турбулентности.

Необходимо, однако, иметь в виду следующее обстоятельство, имеющее принципиальное значение, — интенсивность турбулентного обмена нельзя считать внешним фактором, не зависимым от распределения метеорологических элементов. Вертикальное распределение температуры и скорости ветра обуславливают как само возникновение турбулентности, так и ее интенсивность.

Задачей теории является совместное определение профилей метеозлементов и количественных характеристик турбулентности на основании внешних факторов, таких, как горизонтальный градиент давления, приток коротковолновой радиации и некоторых физических констант почвы и атмосферы (теплопроводность и теплоемкость почвы, шероховатость ее поверхности, радиационные характеристики почвы и атмосферы).

Решение такой логически замкнутой задачи для пограничного слоя в настоящее время невозможно из-за недостаточности числа уравнений.

В большинстве работ, которые касались распределения метеорологических элементов по вертикали и их изменения во времени, рассматривались отдельно каждый метеорологический элемент, а коэффициент турбулентности считался известным. При практическом применении полученных результатов привлекались те или иные эмпирические формулы для коэффициента турбулентности. Можно, однако, попытаться отказаться от каких-либо эмпирических формул, привлекая в качестве недостающего уравнения так называемое уравнение баланса энергии турбулентности. Необходимо отметить, что П. А. Молчанов был одним из первых ученых, который отметил возможность использования уравнения баланса энергии турбулентности для изучения влияния температурной неоднородности на турбулентность.

а идея впоследствии послужила основой многочисленных работ по атмосферной турбулентности.

Для простоты предположим, что нам известен вертикальный профиль температуры, а необходимо найти вертикальное распределение ветра, коэффициента турбулентности и высоту пограничного слоя при заданном горизонтальном градиенте давления. В такой постановке задача сводится к решению следующей системы уравнений:

$$\frac{d}{dz} \left(k \frac{du}{dz} \right) + 2\omega_z V = 0, \quad (1)$$

$$\frac{d}{dz} \left(k \frac{dv}{dz} \right) + 2\omega_z (V - u) = 0, \quad (2)$$

$$\int_0^H k \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 - g \frac{d \ln \theta}{dz} \right] dz = 0. \quad (3)$$

В этой системе неизвестными являются u , v и k . Здесь u , v — компоненты скорости ветра, V — геострофический ветер, θ — потенциальная температура, k — коэффициент турбулентности, g — ускорение силы тяжести, $\omega_z = \omega \sin \varphi$, где $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{сек}}$ — угловая скорость вращения земли, φ — широта места.

Мы предполагаем, что рассматривается установившееся состояние, при котором непосредственная диссипация энергии турбулентности в тепловую энергию мала.

На основании тождества

$$k \left(\frac{d\varphi}{dz} \right)^2 = \frac{d}{dz} \left[k\varphi \frac{d\varphi}{dz} \right] - \varphi \frac{d}{dz} \left(k \frac{d\varphi}{dz} \right)$$

из уравнений (1) и (2) вытекает, что

$$k \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 \right] = 2\omega_z Vv + \frac{d}{dz} \left[k \frac{d}{dz} \left(\frac{u^2 + v^2}{2} \right) \right]. \quad (4)$$

Тогда уравнение (3) может быть записано в следующей форме:

$$2\omega_z \int_0^H Vv dz - g \int_0^H k \frac{d \ln \theta}{dz} dz + k \frac{d}{dz} \left(\frac{u^2 + v^2}{2} \right) \Big|_{z=H} = 0. \quad (5)$$

Известно, что коэффициент k существенно изменяется до высоты 50—100 м. При исследовании процессов в этом слое важно учесть его зависимость от высоты. Однако поскольку мы рассматриваем весь пограничный слой атмосферы, высота которого имеет порядок 1000 м, то можно заменить k в уравнении (5) некоторым средним значением.

Тогда, поскольку H достаточно велико,

$$k \frac{d}{dz} \left(\frac{u^2 + v^2}{2} \right) \Big|_{z=H} = 0,$$

то

$$\bar{k} = \frac{2\omega_z \int_0^H Vv dz}{g \ln \frac{\theta_H}{\theta_0}}.$$

Если ввести предположение о постоянстве k также в уравнения (1) и (2), что не даст существенных погрешностей при определении интересующих нас величин выше уровня 50—100 м или средних по всему пограничному слою, тогда, как известно,

$$u = V(1 - e^{-az} \cos az), \quad (6)$$

$$v = Ve^{-az} \sin az, \quad (7)$$

$$a = \sqrt{\frac{\omega_z}{k}}. \quad (8)$$

Исследование этих уравнений показывает, что скорость ветра растет с высотой, а с некоторого уровня начинает колебаться около значения V .

Высотой пограничного слоя H естественно принять тот уровень, на котором производная от модуля скорости первый раз обращается в нуль. На этом уровне

$$\left. \frac{d}{dz} \left(\frac{u^2 + v^2}{2} \right) \right|_{z=H} = aV^2 e^{-az} [\cos az + \sin az - e^{-az}] = 0$$

откуда следует, что

$$\sqrt{\frac{\omega_z}{k}} H = 2,28. \quad (9)$$

На основании (5) и (7) получаем

$$\frac{\omega_z V^2}{\sqrt{\frac{\omega_z}{k}}} = \bar{k} g \ln \frac{\theta_H}{\theta_0}. \quad (10)$$

После этого из уравнений (9) и (10) находим значения k и H .

$$k = \frac{\omega_z V^4}{g^2 \ln^2 \frac{\theta_H}{\theta_0}}, \quad (11)$$

$$H = \frac{2,28 V^2}{g \ln \frac{\theta_H}{\theta_0}}. \quad (12)$$

Определение H удобно производить графически. Для этого строим график $L(z) = \frac{2,28 V^2}{g \ln \frac{\theta_H}{\theta_0}}$, как функцию z ; пересечение полученной кривой с биссектрисой

дает искомое значение H . По известному H можно рассчитать k по формуле

$$k = \frac{\omega_z H^2}{5,20} = 0,19 \omega_z H^2.$$

Полученные формулы можно представить в более удобном виде, для этого воспользуемся следующим соотношением:

$$\ln \frac{\theta_H}{\theta_0} = \ln \left[\frac{\theta_0 + (\gamma_a - \gamma) H}{\theta_0} \right] \cong \frac{\gamma_a - \gamma}{\theta_0} H.$$

Тогда формулы (11) и (12) можно переписать в следующем виде:

$$k = 3,2 V^2 \frac{\theta_0 \cdot 10^{-6}}{\gamma_a - \gamma} \sin \varphi, \quad (13)$$

$$H \cong \frac{V^2}{2,1} \sqrt{\frac{\theta_0}{\gamma_a - \gamma}}. \quad (14)$$

Выражения для компонент ветра могут быть теперь записаны в следующем виде:

$$u = V \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_H} \right)^{\frac{gz}{V^2}} \cos \left(\frac{g \ln \frac{\theta_H}{\theta_0}}{V^2} z \right) \right], \quad (15)$$

$$v = V \left(\frac{\theta_0}{\theta_H} \right)^{\frac{gz}{V^2}} \sin \left(\frac{g \ln \frac{\theta_H}{\theta_0}}{V^2} z \right). \quad (16)$$

Из полученных формул следует, что коэффициент турбулентности в пограничном слое прямо пропорционален квадрату геострофического ветра и обратно пропорционален отклонению вертикального температурного градиента от сухоадиабатического. Высота пограничного слоя оказывается прямо пропорциональной корню квадрату из коэффициента турбулентности.

Из формул (15) и (16) вытекает связь между распределением ветра и распределением температуры.

К ВОПРОСУ О ДВИЖЕНИИ И ИЗМЕНЕНИИ МОЩНОСТИ БАРИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Изобретатель первого радиозонда П. А. Молчанов был также одним из инициаторов применения метода шаров-пилотов в синоптической метеорологии. Еще в 1917 г. на основании более чем годового опыта использования шаропилотных наблюдений в оперативной практике краткосрочных прогнозов он показал, что в ряде случаев направление движения циклонов и антициклонов можно определить по направлению ветров на высоте в той их части, где они наиболее устойчивы по высоте и имеют значительные скорости [10].

На вероятность того, что движение барических областей находится в связи с воздушными течениями верхних слоев атмосферы указывали еще А. В. Клоссовский [4] и В. Кеппен [15]. Значительно дальше в этом вопросе продвинулся затем П. И. Броунов [1, 2], который уже довольно близко подходил и к современному понятию ведущего потока.

Однако несмотря на то, что позднее на основании нефоскопических наблюдений Гессельберг установил, что направление движения циклонов сравнительно близко к направлению движения перистых облаков [14], правила ведущего потока, а тем более его доказательства не были им установлены.

Это впрочем вполне понятно, если учесть недостаточность числа и неточность измерений движения перистых облаков и, что особенно важно, отсутствие в то время систематических измерений ветра на высотах.

В 1931—1933 гг. С. И. Троицкий и В. М. Михель на основании уже достаточно большого числа шаропилотных наблюдений одновременно установили правило ведущего потока, по которому подвижные циклоны и антициклоны перемещаются по направлению общего воздушного потока в среднем ярусе тропосферы [5].

В этих работах В. М. Михель подчеркнул методическое значение установления нижней границы ведущего потока и показал, что для антициклонов ведущий поток простирается в слое от 2—3 до 6 км высоты (в среднем на высоте около 4 км), что близко совпало с последующими определениями высоты ведущего потока [13]. Им же было указано на взаимосвязь правила о вращении ветра с высотой в передней части циклона и антициклона с правилом ведущего потока [5] и на основании анализа ряда аэросиноптических карт ветров верхних уровней произведена первая эмпирико-статистическая проверка оправданности правила ведущего потока [7].

В ряде исследований многие авторы продолжали затем развивать правило ведущего потока.

Вопрос о скорости движения барических областей в правиле ведущего потока достаточно не уточнен и до настоящего времени. Гессельберг указывал, что скорость движения циклонов составляет от 0,3 до 0,6 скорости перистых облаков. Затем на основании данных шаропилотных наблюдений было показано, что скорость движения антициклонов меньше скорости ведущего потока. В настоящее время обычно принимается, что скорость движения барических областей составляет

примерно около $\frac{2}{3}$ скорости градиентного ветра на поверхности 700 мб. Однако этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

I. Определим теоретически высоту нижней границы ведущего потока.

Как известно, с увеличением толщины слоя Δz приблизительно пропорционально ей возрастает и вектор термического ветра

$$\Delta V = \frac{gT}{fT_m^2} \Delta z \text{ grad } T_m.$$

Именно это известное свойство вектора термического ветра может быть использовано для определения высоты z нижней границы ведущего потока.

В качестве таковой можно принять ту высоту z , выше которой в выражении для вектора ветра $\vec{V}_z = \vec{V}_{z_0} + \Delta V$ возрастающий с высотой термический ветер ΔV становится больше по величине геострофического ветра $V_{z_0} = \frac{RT}{\rho_0} \frac{\Delta p_0}{\Delta n}$ на уровне z_0' (уровне трения).

Это значит, что за высоту z нижней границы ведущего потока принимается уровень, где $V_{z_0} = \Delta V$, т. е.

$$\frac{RT}{f\rho_0} \text{ grad } p_0 = \frac{gT}{fT_m^2} \Delta z \text{ grad } T_m. \quad (1)$$

Особенно ярко в поле ветров этот уровень z нижней границы ведущего потока будет проявляться в левой части циклона и в правой части антициклона. Здесь для точек поля, где направления горизонтальных градиентов давления и температуры ($\text{grad } p_0$ и $\text{grad } T_m$) окажутся взаимно противоположными, переход через нижнюю границу ведущего потока будет отмечаться так называемым обращением ветра, т. е. резким изменением его направления, иногда на 180° , с последующим резким возрастанием с высотой скорости ветра.

Полагая в равенстве (1) приближенно

$$T_m^2 \approx T_0 T \approx T_0 (T_0 - \gamma \Delta z) = T_0^2 - \gamma \Delta z T_0,$$

получим

$$\frac{RT_0^2}{\rho_0} \text{ grad } p_0 - \frac{RT_0}{\rho_0} \gamma \Delta z \text{ grad } p_0 \approx g \Delta z \text{ grad } T_m,$$

$$\left(\frac{RT_0}{\rho_0} \gamma \text{ grad } p_0 + g \text{ grad } T_m \right) \Delta z \approx \frac{RT_0^2}{\rho_0} \text{ grad } p_0$$

или, так как $\frac{\rho_0}{RT_0} = \rho_0$, то

$$\Delta z = \frac{T_0}{g\rho_0 \frac{\text{grad } T_m}{\text{grad } p_0} + \gamma}. \quad (2)$$

Высота z нижней границы ведущего потока найдется далее как

$$z = z'_0 + \Delta z, \quad (3)$$

где z'_0 — высота уровня трения и Δz определяются выражением (2).

Проверим размерность величины Δz из формулы (2):

$$\Delta z \rightarrow \frac{\text{град}}{\frac{\text{м}}{\text{сек}^2} \frac{\text{кг}}{\text{м}^3} \frac{\text{град}}{\text{м}} + \frac{\text{град}}{\text{м}}} \rightarrow \frac{1}{\frac{\text{кг}}{\text{мб сек}^2 \text{м}^2} + \frac{1}{\text{м}}},$$

$$\text{мб} \rightarrow 10^3 \frac{\text{дин}}{\text{см}^2} \rightarrow 10^3 \frac{\text{г см}}{\text{см}^2 \text{сек}^2} \rightarrow \frac{\text{кг}}{\text{см сек}^2},$$

следовательно,

$$\Delta z \rightarrow \frac{1}{\frac{0,01}{\text{м}} + \frac{1}{\text{м}}}.$$

В качестве примера возьмем следующие значения: $g = 9,81$ м/сек², $\rho_0 = 1,192$ кг/м³, $T_0 = 280^\circ$ (при $z_0 \approx 0,5$ км) и $\gamma = \frac{0,005^\circ}{\text{м}}$.

Положим далее $\text{grad } T_m \approx \text{grad } p_0 \approx \text{grad } T_0$, что бывает часто на Европейской территории СССР в холодное время года (так как в формулу (2) $\text{grad } p_0$ и $\text{grad } T_m$ одит в виде отношения $\frac{\text{grad } T_m}{\text{grad } p_0}$, то входящие в них единицы расстояния могут быть любыми, но обязательно одинаковыми).

Тогда

$$\Delta z = \frac{280}{0,01 \cdot 9,81 \cdot 1,192 + 0,005} = \frac{280}{0,117 + 0,005} = 2295 \text{ м.}$$

Взяв вышеуказанное приближенное значение высоты уровня трения $z'_0 \approx 0,5$ км, получим в этом примере высоту нижней границы ведущего потока

$$z = z'_0 + \Delta z \approx 2,8 \text{ км.}$$

Из приведенного типичного примера видно, что второе слагаемое γ в знаменателе формулы обычно мало по сравнению с величиной $g\rho_0 \frac{\text{grad } T_m}{\text{grad } p_0}$ (меньше приблизительно в 25 раз) и им можно пренебречь. Тогда

$$\Delta z \approx \frac{T_0 \text{ grad } p_0}{g\rho_0 \text{ grad } T_m}. \quad (4)$$

Это дает удобную возможность затабулировать величину Δz для различных значений T_0 и ρ_0 и при $\frac{\text{grad } p_0}{\text{grad } T_m} = 1$.

Для лучшего определения высоты z'_0 уровня трения, совпадающего в общем высотой, до которой распространяется динамическая турбулентность, может быть использована, например, следующая формула [16]

$$z'_0 \left(\ln \frac{z'_0}{z_0} \right)^2 = 0,4 \frac{u}{\omega \sin \varphi},$$

где z_0 — шероховатость, u — скорость градиентного ветра, $\omega = 7,272 \cdot 10^{-5}$ — угловая скорость вращения земли, φ — широта места.

В таком виде, однако, для вычисления z_0 формула неудобна. Переходя от натуральных логарифмов к десятичным, напишем ту же формулу в следующем виде:

$$u = 9,638 \cdot 10^{-4} \sin \varphi z'_0 \left(\lg \frac{z'_0}{z_0} \right)^2 \quad (5)$$

и при $\varphi = 50^\circ$

$$u = 7,378 \cdot 10^{-4} z'_0 \left(\lg \frac{z'_0}{z_0} \right)^2. \quad (6)$$

Для удобства определения высоты z'_0 уровня трения ниже приводится составленная на основе этой формулы номограмма. Задаваясь различными значениями градиентного ветра u и зная приближенное значение шероховатости z_0 , по этой номограмме легко определяется соответствующее значение z'_0 .

Скорость градиентного ветра может быть приближенно оценена как удвоенная скорость ветра, измеренная по флюгеру. Значения же шероховатости можно оценить по характеру местности.

Так, согласно С. А. Сапожниковой, над снежным покровом $z_0 = 0,05$ см, над обнаженной почвой $z_0 = 1$ см и над травяным покровом $z_0 \approx 3$ см.

Номограмма (рис. 1) наглядно показывает, что с увеличением скорости u градиентного ветра растет и высота z_0' уровня трения и что при заданной скорости u ветра высота z_0' будет больше для местности, обладающей большей шероховатостью.

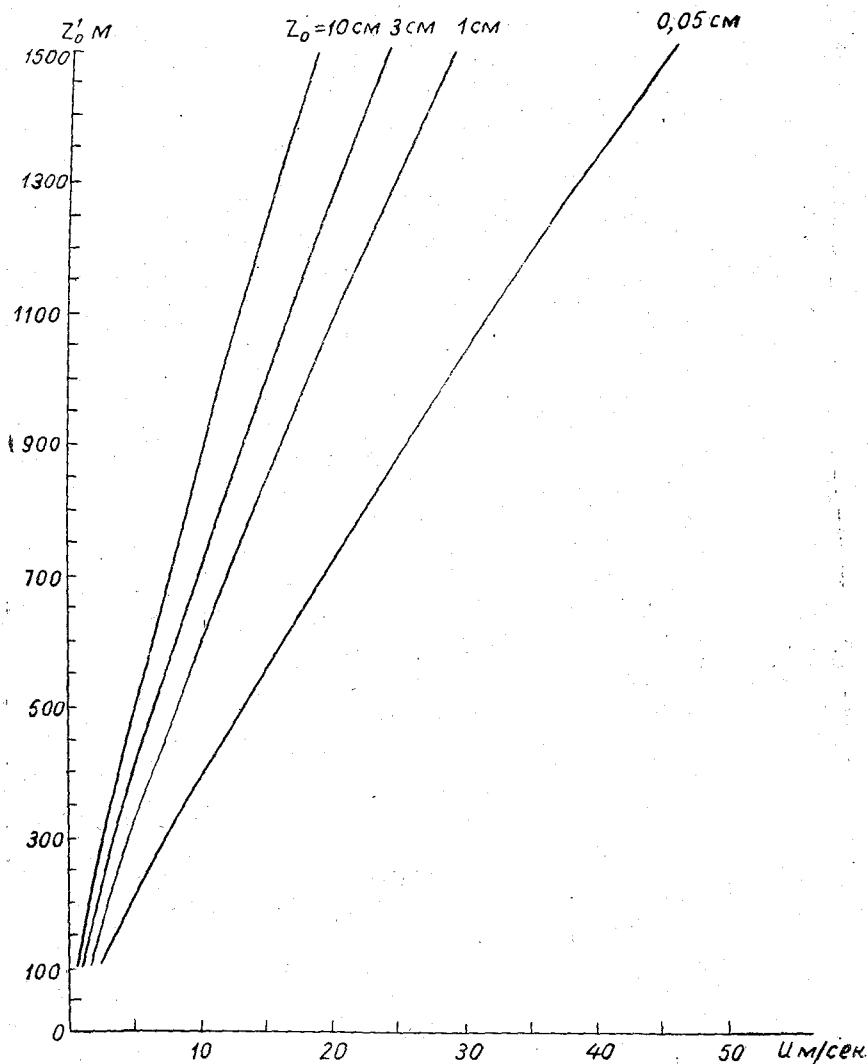


Рис. 1. Номограмма для определения высоты z_0' верхней границы турбулентного слоя (трения) по заданной величине скорости градиентного ветра u и величине шероховатости z_0 .

Определив высоту z_0' уровня трения, найдем приближенное значение температуры T_0 и давления p_0 на этом уровне и, очевидно, тем самым и ρ_0 , зависящее от T_0 и p_0 .

Значение температуры на высоте z_0' можно оценить, например, с помощью построенных П. А. Молчановым графиков, дающих температуру на различных высотах в зависимости от температуры у земной поверхности ([12], стр. 229—230).

Оба графика построены по материалам температурного зондирования атмосферы в Павловске под Ленинградом, причем рисунок на стр. 229 — по данным змейковых

дъемов в 11—14 часов, следовательно, для условий погоды с ветрами не менее -5 м/сек., а рисунок на стр. 230 — по данным радиозондов.

Что касается давления p_0 на высоте z_0' , то оно легко определяется по данным температуры у земли и на высоте z_0' и тем самым по величине средней температуры слоя z_0' и значению давления у земли.

Простой способ такого определения изложен, например, в описании методики работы подъема метеорографов, и поэтому мы здесь на нем не останавливаемся.

Зная температуру T_0 и давление p_0 на высоте z_0' (а следовательно, зная плотность воздуха ρ_0), легко найдем приближенную величину Δz по формуле (4), представленной в виде номограммы (рис. 2).

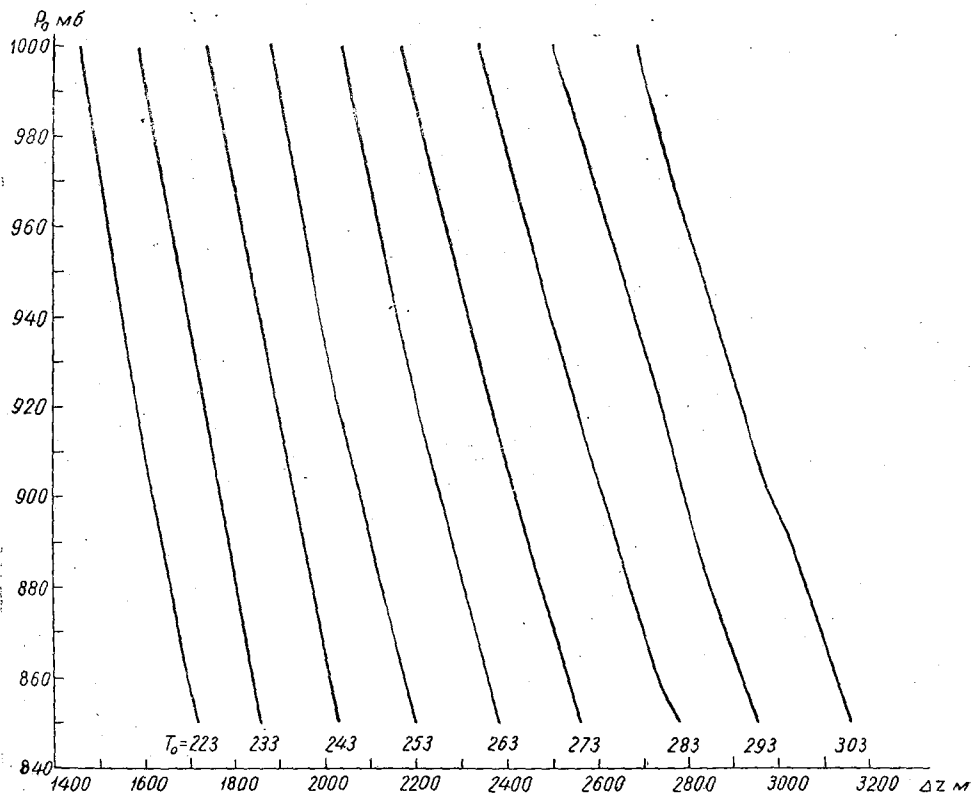


Рис. 2. Номограмма для определения толщины Δz слоя или верхней границы уровня трения до нижней границы ведущего потока.

Эта номограмма характеризует вместе с тем изменение Δz при изменении температуры и давления на уровне трения z_0' .

Если отношение горизонтальных градиентов температуры и давления существенно отличается от принятого в номограмме значения $\frac{\text{grad } p_0}{\text{grad } T_0} = 1$, то снятую

с номограммы приближенную величину Δz_0 следует умножить на $\frac{\text{grad } p_0}{\text{grad } T_0}$.

Оценим ошибку определения Δz .

Логарифмируя и дифференцируя формулу (4), получим

$$\frac{d\Delta z}{\Delta z} = \frac{dT_0}{T_0} - \frac{dp_0}{p_0} + \frac{d \text{grad } p_0}{\text{grad } p_0} - \frac{d \text{grad } T_m}{\text{grad } T_m}$$

Ошибка $\frac{dT_0}{T_0}$ будет мала при $dT = dt \approx 1-2^\circ$.

Также относительно мало изменится от ошибки dT и величина ρ_0 . К тому же ошибочно завышая (занижая) величину T_0 , мы вследствие этого завысим (занизим) ρ_0 (точность измерения ρ_0 зависит, впрочем, еще и от точности измерения p_0).

Величины $\text{grad } p_0$ и $\text{grad } T_m$, измеряемые как разности, к тому же снимаемые приближенно с карты, содержат, конечно, наиболее крупные ошибки, и поэтому практически можно считать, что ошибка $\frac{d\Delta z}{z}$ определяется в первую очередь ошибками $d \text{ grad } p_0$ и $d \text{ grad } T_m$. Изменчивость Δz , очевидно, также будет определяться в первую очередь изменчивостью величин $\text{grad } p_0$ и $\text{grad } T_m$.

Определенная таким образом высота z получена из условия $V_{z_0}' = \Delta V$ и по этому может характеризовать лишь нижнюю границу ведущего потока, который простирается вверх до значительной высоты, порядка 8 км. Отсюда понятно, что для того, чтобы найти ту высоту, где состояние ветрового поля значительно лучше определяет направление и скорость перемещения барических областей, необходимо исходить не из условия $V_{z_0}' = \Delta V$, а из условия $V > \Delta V$.

Это условие менее определено, чем условие $V_{z_0}' = \Delta V$. Поэтому эффективная высота ведущего потока, будучи расположена несколько выше указанного ранее уровня z , т. е. выше нижней границы ведущего потока, точнее может быть определена эмпирически. На основании таких эмпирических исследований найдено, что средняя высота определенного таким образом ведущего потока составляет около 3,5—4 км [5, 13].

Таким образом, налицо некоторый сдвиг эффективной высоты ведущего потока к более низким уровням по сравнению с высотой середины всей толщи слоя ведущего потока, равной около 5—5,5 км (нижняя граница всего слоя ведущего потока около 2—3 км, а верхняя граница близка к нижней границе слоя тропоплаузы, т. е. около 8 км).

Учитывая, что наиболее активная часть фронтальных процессов в атмосфере, сопровождающихся развитием наиболее мощной облачности нижних и средних ярусов, протекает на высотах ниже 5 км, особенно для неокклюдивированных, как правило, более низких циклонов, такой сдвиг средней эффективной высоты ведущего потока к его нижней границе вполне понятен.

Для антициклонов эффективная высота ведущего потока будет в среднем около 4 км и вероятнее всего немного выше, чем для циклонов.

Сопоставление формулы (2) с известной формулой, используемой в адвективно-динамическом анализе для высоты H уровня, на котором давление не испытывает адвективных изменений, показывает сходство их строения ([3, 13], стр. 180).

Это, впрочем, вполне понятно, так как указанное здесь определение высоты нижней границы ведущего потока и понятие высоты уровня, на котором давление не испытывает адвективных изменений, имеет весьма близкий физический смысл, так как выше нижней границы ведущего потока ветер дует по изотермам, которые совпадают с изобарами.

Отсюда понятно, что высота ведущего потока, определенная на основе соображений адвективно-динамического анализа, будет заключаться между изобарическими поверхностями AT_{750} и AT_{500} , т. е. также будет заключаться между высотами 2,5—3 км и 5—5,5 км, в среднем около 3,5—4 км.

Но близкая к ней высота, около 2,5—3 км, определяет и верхнюю границу зоны возмущений, вернее верхнюю границу переднего слоя между зоной возмущений и верхней зоной тропосферы.

Этот переходный слой определяется толщиной слоя около 1 км от верхней границы облаков нижнего яруса или при их отсутствии от границы конвекции до нижней границы ведущего потока.

В практике службы погоды ведущий поток определяется с помощью высотных карт барической топографии AT_{700} и AT_{500} с нанесенными на них данными о ветре на высотах. Однако в некоторых случаях при полном отсутствии или недостатке

д тем или иным районом аэрологических данных ветер на высотах можно вычислить по данным наблюдений наземных метеорологических станций.

Способ вычисления ветра на высотах, по данным распределения наземных температуры и давления, был предложен П. А. Молчановым еще в 1925 г. [11].

Этот метод изложен также в его курсе Аэрологии [12], где приведены и данные о точности этого метода и указана техника вычисления ветра на высотах с наземным данным. Приведенная в работе Молчанова формула для вычисления $\frac{\Delta p}{\Delta n}$ на заданной высоте, будучи, по существу, близкой к обычной формуле, несколько отличается от нее лишь исходными величинами.

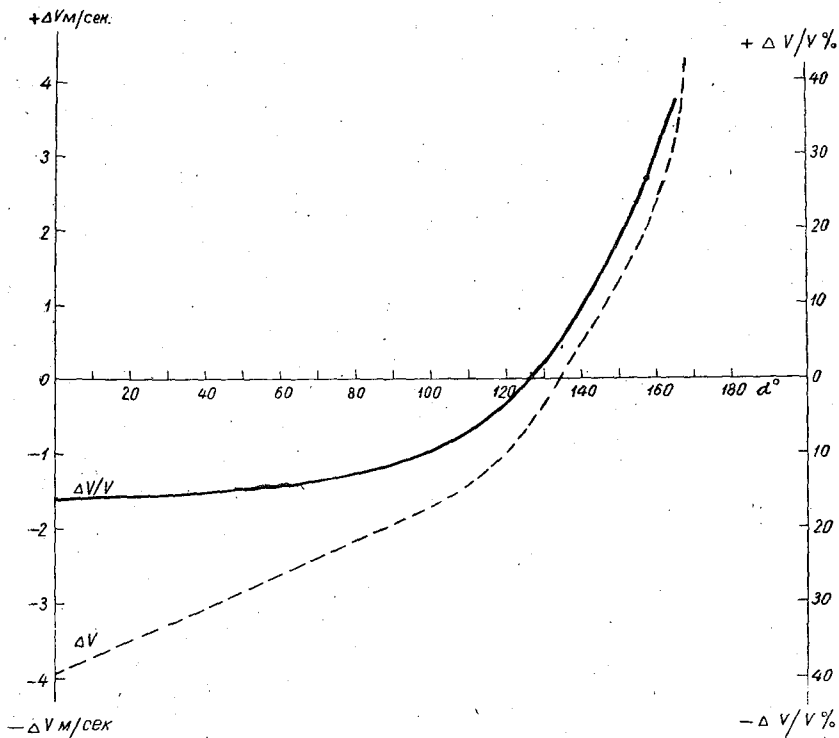


Рис. 3. Поправки вычисленной по наземным данным скорости ветра на высоте 4 км при различных значениях угла α между направлениями горизонтального градиента давления $\text{grad } p_0$ и температуры $\text{grad } t^\circ$ (угла между наземными изобарами и изотермами).

Для нас более существенным является здесь то, что тем и другим способами можно быстро вычислить ветер на заданном уровне по наземным данным с удовлетворительной в ряде случаев точностью.

В качестве приближенной высоты ведущего потока можно при таких вычислениях принять высоту $H = 4$ км. При таких вычислениях следует обратить внимание на то, что скорость ветра, вычисленная таким способом, при сравнении с данными шаропилотных наблюдений обнаруживает определенную, устойчивую по знаку ошибку, как показывает построенный нами на основании 110 параллельных сравнений шаропилотных и расчетных данных о ветре на высоте 4 км график (рис. 3). Эта ошибка зависит от величины угла α между направлением наземных изобар и изотерм.

Для уточнения расчетных данных о ветре на высотах необходимо учитывать эту ошибку в качестве поправки.

Большую по абсолютной величине отрицательную поправку к рассчитанной по наземным данным скорости ветра на высоте 4 км можно объяснить следующим

образом. При близком направлении наземной изотермы к изобаре более вероятным является то, что на больших высотах угол α между изотермой и наземной изобарой будет больше, чем внизу.

При допущении постоянства с высотой угла α это поведет чаще всего к некоторому преувеличению скорости V ветра на высоте, т. е. обусловит отрицательную величину ΔV .

При вычерчивании изотерм по данным наземных станций необходимо вводить в данные о температуре поправки на неодинаковое изменение температуры с высотой при различных значениях температуры у земли, пользуясь для этого, например, графиками Молчанова ([12], стр. 229—230).

Систематической ошибкой направления ветра на высотах 2—4 км, как показал Молчанов [12], практически можно пренебречь.

При наличии хотя бы низких шаропилотных наблюдений ветер на высоте 4 км может быть в ряде случаев найден с удовлетворительной точностью путем экстраполяции шаропилотных наблюдений по высоте. В случае хорошего совпадения ветра на высоте 4 км, рассчитанного по наземным данным и путем экстраполяции шаропилотных наблюдений, можно с большей уверенностью ожидать, что полученные скорость и направление ветра по высоте будут близки к реальным.

II. С целью уточнения определения направления движения циклона несомненно рациональнее использовать не одно, а ряд указаний, даваемых синоптическими картами. При отсутствии аэрологических наблюдений над циклоном о ведущем потоке приходится судить по косвенным признакам, в частности по правилу Бьеркнесса — Пальмена. Принимая это в общем удовлетворительно оправдывающееся правило за основу, мы вводили в него коррективы в тех случаях, когда ряд других указаний (правило барических тенденций, направление большой оси изобар циклона и пр.) давали существенные отклонения от направления изобар наиболее теплой части циклона. Такой комплексный подход давал существенно лучший результат, чем одно даже наилучшее по средней оправдываемости правило [8], уже по одному тому, что при таком определении с учетом „веса“ и показаний отдельных правил несколько уменьшается ошибка определения движения циклона в момент, к которому относится синоптическая карта.

Средние величины этих „весов“ можно принять пропорциональными проценту оправдываемости данного правила в пределах ± 1 румба ($\pm 23^\circ$). Эти „веса“ можно принять равными в среднем для правила ведущего потока 0,7, для правила Бьеркнесса — Пальмена 0,6, для правила учета направления на центр отрицательной барической тенденции (с введением поправки на 0,6 румба влево), направления большой оси изобар, экстраполяции предыдущего направления движения циклона по 0,5. При хорошей освещенности карт барической топографии и четко выраженном ведущем потоке его и следует учитывать с наибольшим „весом“.

Средние величины этих „весов“ конечно могут колебаться в значительных пределах, и опыт синоптика может в каждом случае помочь ему в этом отношении при учете всех данных конкретного анализа синоптической карты. Очевидно, например, что в случае большого падения давления в четко оформленной впереди циклона области отрицательных тенденций и недостаточно прямолинейных изобар теплого сектора лучше несколько увеличить против среднего его значения „вес“ правила изотенденции и несколько уменьшить „вес“ слагаемых вектора, направленного по изобарам теплого сектора циклона и т. д.

При недостаточно прямолинейном ведущем потоке и при наличии сходимости и расходимости ветров на высоте циклоны и антициклоны будут смещаться в направлении равнодействующей воздушных потоков. Эту равнодействующую следует рассчитывать как по площади, так и по высоте над данной барической областью.

Скорость движения барических областей определяется ведущим потоком значительно хуже, чем направление. Можно предположить, что она будет тесно связана со скоростью вышеуказанного равнодействующего потока над данной барической областью (скорость движения барической области будет, вероятно, несколько меньше скорости этого равнодействующего потока).

Учитывая, что направление движения барических областей довольно хорошо адъюнируется направлению указанного равнодействующего потока [5] (т. е. обобщенному правилу ведущего потока), и учитывая векторную природу ветра, можно ожидать, что исследование этого вопроса позволит уточнить эмпирическую зависимость скорости и направления движения циклонов и антициклонов от скорости направления указанного равнодействующего потока.

При отсутствии в настоящее время более точно установленных закономерностей и правил для прогноза скорости движения циклонов нам представляется, что комплексный учет ряда существующих правил для определения скорости перемещения барических областей может быть полезным и в данном вопросе. Для определения скорости перемещения циклонов можно, например, ожидать, что существенно лучшие результаты, чем от применения отдельных правил, получатся,

если мы будем вычислять среднюю векторную скорость $V = \frac{\vec{V}_1 + \vec{V}_2 + \dots + \vec{V}_n}{n}$ скоростей V_1, V_2, \dots, V_n циклонов, полученных по отдельным правилам (например, из правила экстраполяции скорости за предшествующее время, с учетом тенденции его изменения, из $\frac{2}{3}$ скорости ведущего потока, из скорости циклона согласно известной формуле Пальмена). За отсутствием данных можно пока принять, что „веса“ указанных правил приблизительно равны.¹

Разумеется, и в данном случае, так же как при определении направления перемещения барических областей, синоптик должен считаться с рядом указаний, которые может ему дать в этом отношении анализ синоптической карты (например, чем больше наклон пространственной оси циклона или антициклона, тем больше должна быть и скорость его перемещения и т. д.).

Аналогичный комплексный подход с учетом не одного, а нескольких синоптических правил будет полезен и для прогноза изменения мощности барических областей [8]. Так, если оправдываемость правила сходимости — расходимости ветров на различных высотах при прогнозе изменения мощности барических областей на 24 часа составляет около 85% [9], то при совпадении знака ожидаемого изменения мощности, получаемого не по одному, но одновременно по нескольким правилам, оправдываемость должна быть выше.

Чтобы проверить это естественное допущение, нами были проанализированы материалы тех же случаев, которые вошли в проверку правил сходимости — расходимости ветров на высотах в работе [9].

Из 69 рассмотренных там случаев, когда имела место отчетливо выраженная сходимость или расходимость ветров на высотах, соответствующая существенному положительному или отрицательному балансу притока — оттока воздушных масс, мы выбрали те случаи, когда одновременно наблюдались и другие признаки изменения мощности барических областей того же знака.

В качестве таких дополнительных признаков изменения мощности барических областей нами учитывались: 1) величина и знак барометрической тенденции в центре барической области, 2) высокая или низкая была данная барическая область, 3) абсолютная величина давления в центре барической области.

Вероятность дальнейшего развития у низких барических образований, очевидно, больше, чем вероятность их ослабления (заполнения), у высоких барических областей наоборот.

Принималось, что очень высокое давление в центре антициклона (выше 1040 мб) с большей вероятностью должно в дальнейшем уменьшаться, а очень низкое давление в центре циклона (ниже 970 мб) с большей вероятностью должно возрастать.

Из 69 указанных случаев, давших при проверке оправдываемости правила сходимости — расходимости ветра на различных высотах 85% удачных прогнозов

¹ Можно ожидать, что при правильном учете весов этих правил как направление, так и скорость перемещения циклонов и антициклонов будут таким способом прогнозироваться точнее, чем по указанным ранее правилам.

изменения мощности барических областей, в 24 случаях имело место однозначное указание на изменение мощности барических областей и по указанным выше дополнительным признакам.

Оправдываемость комплексного правила для таких случаев составила 92%, т. е. на 7% выше, чем оправдываемость отдельно взятого правила сходимости — расходимости ветра на высотах.

Следует, однако, учесть, что число случаев, когда мы сможем давать такой более уверенный прогноз изменения мощности барических областей, будет зато существенно меньше.

Так, если уже при отборе только случаев с достаточно четко выраженной сходимостью или расходимостью ветра на высотах оставалось лишь около $\frac{1}{3}$ общего числа случаев, то здесь это число уменьшается еще примерно в 3 раза, т. е. составляет лишь около 10% всех случаев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Броунов П. И. Метеорология как наука о вихревых движениях в атмосфере. СПб., 1897.
2. Броунов П. И. Передвижение циклонов и антициклонов в связи с общим круговоротом атмосферы и суждение о предстоящей погоде. Метеорологический вестник, 1892.
3. Извеков Б. И. Теоретический метод прогноза погоды проф. И. А. Кибеля. Метеорология и гидрология, № 5, 1941.
4. Клоссовский А. В. Новейшие успехи метеорологии. Одесса. 1882, стр. 271.
5. Михель В. М. О некоторых аэросиноптических признаках изменения барических областей (максимумов). Геофиз. сборник, т. V, вып. 3, 1932.
6. Михель В. М. Признаки движения углубления и заполнения барометрических минимумов по состоянию поля ветров на высоте. Записки по гидрографии, 1938.
7. Михель В. М. К вопросу об использовании данных шаропилотных наблюдений в синоптике. Труды ГГО, вып. 26, 1939.
8. Михель В. М. О краткосрочных прогнозах направления движения циклонов. Метеорология и гидрология, № 8, 1940.
9. Михель В. М., Петрова П. Ф., Покровская Т. Н., Шарапов А. В. Некоторые результаты проверки оправдываемости правила о сходимости — расходимости ветра на высотах. Метеорология и гидрология, № 5, 1954.
10. Молчанов П. А. Теория метода шаров-пилотов и его применение в синоптической метеорологии. Записки по гидрографии, т. XLI, вып. 4, 1917.
11. Молчанов П. А. К вопросу о вычислении направления и скорости ветра верхних уровней. Метеорологический вестник, № 12, 1925.
12. Молчанов П. А. Аэрология. Гидрометеозд, Л.—М., 1938.
13. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Гидрометеоздат, Л., 1948.
14. Hesselberg H. Die Luftbewegung im cirrusniveau. Veroffentl. d. geoph. Inst. d. Univ. Leipzig 1914, ser 2, H. 2.
15. Köppen W. Ueber den Einfluss der Temperatur — Verteilung auf die oberen Luftströmungen und auf die Fortpflanzung der barometr. Minima, Annl. der Hydrogr. Heft 41, S. 161, 1882.
16. Prandl L. Meteorologische Anwendungen der Strömungslehre. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. B. XIX. S 196, 1932.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТОЧКИ НА ПЛОСКОСТИ С УЧЕТОМ СИСТЕМАТИЧЕСКИХ ОШИБОК ИЗМЕРЕНИЙ

Задача об определении положения точки на плоскости по трем засечкам углов имеет многочисленные и важные практические приложения. При этом в большинстве случаев ошибки отдельных измерений не представляют собой независимые, случайные величины, в какой-то мере они определяются общей причиной. В случае ориентировки наблюдателя по измерению азимутов трех известных ориентиров такой причиной является систематическая ошибка прибора. В аэронавигации аналогичное положение возникает при определении ветра по трем углам сноса, где систематические ошибки возникают вследствие аэродинамического сноса и ошибки при установке прицела. Не равные, но определенным образом связанные между собой ошибки возникают при звукопеленгации в результате неточности определения звукового ветра. Число подобных примеров можно значительно увеличить.

Многие из них относятся к области прикладной метеорологии и смежных дисциплин и тем самым примыкают к кругу вопросов, привлекавших особое внимание П. А. Молчанова. Напомним, что Молчанов в течение ряда лет читал курс по аэронавигации и вел в этой области научные разработки, отраженные в опубликованных им книгах [2], [4].

Наиболее крупные его работы по приборостроению — радиозонд, метеорографы, специальный теодолит и др. — свидетельствуют о широких познаниях в смежных областях науки и техники. Учитывая, наконец, его постоянный интерес к теории ошибок аэрологических измерений и собственные разработки по теории ошибок шаропилотного метода [1], [3], мы нашли вполне уместным посвятить памяти П. А. Молчанова настоящую работу.

В большинстве исследований по теории ошибок наличие связей между ошибками отдельных измерений никак не учитывается. Это означает, что систематические ошибки измерений практически рассматриваются как случайные. Легко можно видеть, что на самом деле систематические ошибки имеют совершенно иную природу. В результате их действия правила нахождения вероятности положения точки на плоскости могут существенно измениться по сравнению со случаем, когда действуют лишь независимые случайные ошибки. Рассмотрим в качестве примера влияние постоянной ошибки при измерении угла сноса на определение точки ветра. Пусть, например, для определения ветра самолет отклоняется от направления маршрута на 30° вправо и влево (рис. 1, слева). Если полет происходит при штиле и истинной точкой ветра является центр ветрочета (точка O на рис. 1), то вследствие систематической ошибки Δ измеренные точки ветра составят треугольник ABC . При этом, что характерно для многих аналогичных примеров, истинная точка ветра совсем не попадает внутрь треугольника и вектор ошибки измерений приблизительно перпендикулярен к среднему направлению полета.

Как мы увидим далее, при наличии только систематических ошибок истинное положение точки O легко находится аналитически. Случай наличия только случайных ошибок исследован Оканем [7], указавшим графический способ определения вероятнейшего положения точки. В моей заметке [5] указан аналитический

способ решения этой задачи и определено значение среднего квадрата ошибки (т. е. средний квадрат расстояния от истинной точки O до найденной из измерений „вероятнейшей“ точки O). Решение задачи для общего случая наличия как случайных, так и систематических ошибок в сокращенной форме приведено в работе [6]. В настоящей работе описываются этапы решения задачи с основными выкладками, производится анализ решения и даются некоторые практические выводы. За основную мы примем задачу об ориентировке наблюдателя, математически вполне аналогичную определению ветра по трем углам сноса.

Пусть из некоторой точки O измеряются азимуты трех пунктов P_1, P_2, P_3 , координаты которых точно известны. Вследствие ошибок измерения полупрямые, проведенные из точек P_1, P_2, P_3 , не пройдут через O , а образуют в пересечении некоторый малый треугольник ABC (рис. 2). Требуется найти на плоскости по определенному правилу точку O' , так чтобы при систематическом применении этого правила средний квадрат расстояния OO' был минимален, и оценить точность данного правила. Обозначим ошибку измерения

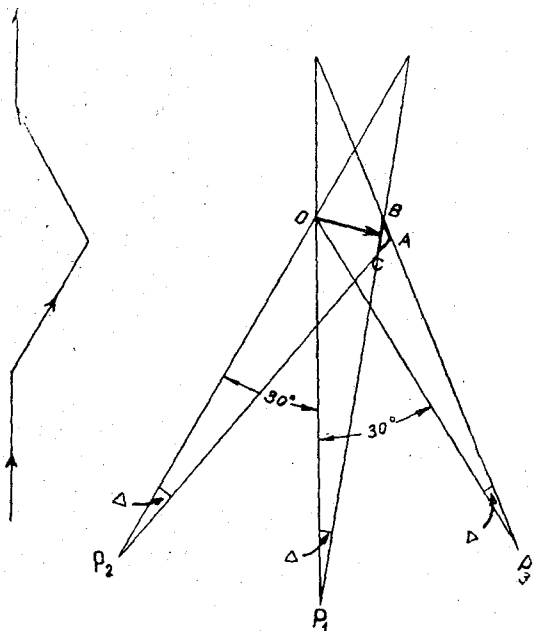


Рис. 1. Маршрут самолета.

направлении $\vec{P}_j O$ ($j=1, 2, 3$) буквой δ_j ; причем δ_j включает не только случайную, но также систематическую ошибку. Длину вектора $\vec{P}_j O$ обозначим буквой l , а азимут $\alpha_j - \delta_j$ (тогда измеренный азимут $\vec{P}_j O$ равен α_j).

Выберем теперь начало координат вне нашей плоскости и обозначим радиусы-векторы точек O, A, B, C через $\vec{r}_0, \vec{r}_1, \vec{r}_2, \vec{r}_3$ соответственно и через \vec{r} — радиус-вектор некоторой произвольной точки N на плоскости (рис. 2).

Из аналитической геометрии известно, что радиус-вектор \vec{r} может быть выражен единственным образом в форме

$$\vec{r} = m\vec{r}_1 + n\vec{r}_2 + p\vec{r}_3,$$

причем, так как точки A, B, C, N лежат в одной плоскости, $m + n + p = 1$. Коэффициенты m, n, p , как известно, весьма просто выражаются через элементы треугольника ABC и расстояния d_j от N до сторон треугольника (или их продолжений). Так, например (см. рис. 2),

$$\vec{r} = n'\vec{r}_2 + (1 - n')\vec{r}_3 + \overline{MN} = n'\vec{r}_2 + (1 - n')\vec{r}_3 + \frac{d_1}{h_1}(\vec{r}_1 - \vec{r}_3),$$

откуда

$$m = \frac{R}{F} d_1 \sin(\alpha_2 - \alpha_3).$$

Здесь R — радиус круга, описанного вокруг треугольника ABC , F — площадь треугольника.

Аналогично

$$n = \frac{R}{F} d_2 \sin(\alpha_3 - \alpha_1), \quad p = \frac{R}{F} d_3 \sin(\alpha_1 - \alpha_2).$$

(Знак d_j определяется направлением вращения от соответствующей полупрямой. Так, на рис. 2 $d_1 > 0$, $d_2 > 0$, $d_3 < 0$).

Введем теперь обозначение

$$\frac{R}{F} d_j = \lambda_j \quad (1)$$

и для сокращения письма

$$\alpha_2 - \alpha_3 = A, \quad \alpha_3 - \alpha_1 = B, \quad \alpha_1 - \alpha_2 = C. \quad (2)$$

Тогда получаем

$$\vec{r} = \lambda_1 \sin A \vec{r}_1 + \lambda_2 \sin B \vec{r}_2 + \lambda_3 \sin C \vec{r}_3. \quad (3)$$

При этом λ_j связаны соотношением

$$\lambda_1 \sin A + \lambda_2 \sin B + \lambda_3 \sin C = 1. \quad (4)$$

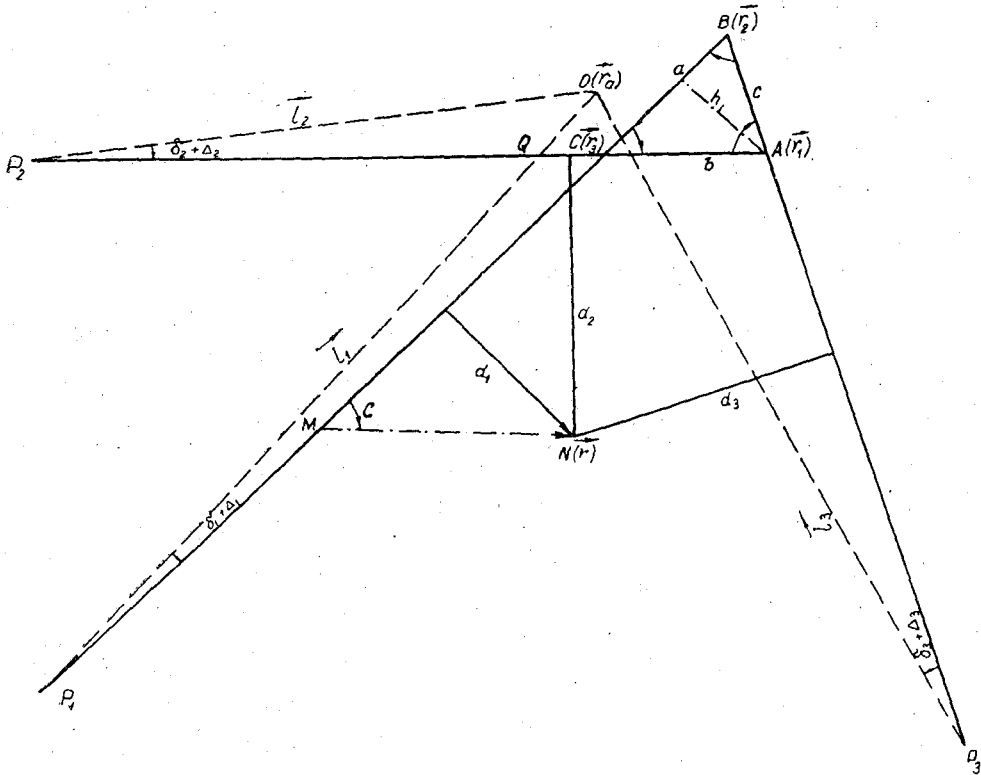


Рис. 2.

Из формул (3) и (4) следует

$$\vec{r} - \vec{r}_0 = \lambda_1 \sin A (\vec{r}_1 - \vec{r}_0) + \lambda_2 \sin B (\vec{r}_2 - \vec{r}_0) + \lambda_3 \sin C (\vec{r}_3 - \vec{r}_0). \quad (5)$$

Выразим теперь векторы $\vec{r}_j - \vec{r}_0$ через угловые ошибки, считая последние малыми величинами и пренебрегая малыми 2-го порядка.

Тогда получаем (см. рис. 2)

$$\vec{r}_3 - \vec{r}_0 = \vec{OQ} + \vec{CQ} \approx \frac{l_2 \delta_2}{\sin C} \frac{\vec{l}_1}{l} - \frac{l_1 \delta_1}{\sin C} \frac{\vec{l}_2}{l}$$

и точно так же

$$\vec{r}_1 - \vec{r}_0 \approx -\frac{l_2 \delta_2}{\sin A} \frac{\vec{l}_3}{l_3} + \frac{l_3 \delta_3}{\sin A} \frac{\vec{l}_2}{l_2},$$

$$\vec{r}_2 - \vec{r}_0 \approx \frac{l_1 \delta_1}{\sin B} \frac{\vec{l}_3}{l_3} - \frac{l_3 \delta_3}{\sin B} \frac{\vec{l}_1}{l_1}.$$

Вставляя полученные выражения для $\vec{r}_i - \vec{r}_0$ в формулу (5) и опуская знак, указывающий на приближенность равенства, находим

$$\begin{aligned} \vec{r} - \vec{r}_0 = & \lambda_1 \left(l_3 \delta_3 \frac{\vec{l}_2}{l_2} - l_2 \delta_2 \frac{\vec{l}_3}{l_3} \right) + \lambda_2 \left(l_1 \delta_1 \frac{\vec{l}_3}{l_3} - l_3 \delta_3 \frac{\vec{l}_1}{l_1} \right) + \\ & + \lambda_3 \left(l_2 \delta_2 \frac{\vec{l}_1}{l_1} - l_1 \delta_1 \frac{\vec{l}_2}{l_2} \right). \end{aligned} \quad (6)$$

До сих пор наличие систематической ошибки измерений никак не сказывалось на наших рассуждениях. Точно так же при образовании средних квадратов ошибок $\overline{\delta_1^2}$, $\overline{\delta_2^2}$, $\overline{\delta_3^2}$, входящих в нужное нам значение среднего квадрата расстояния \overline{PO} , нет никакой необходимости деления ошибок на систематическую и случайную часть. Но наличие систематической ошибки тем не менее существенно сказывается на величине $(\vec{r} - \vec{r}_0)^2$. Если при отсутствии систематической ошибки можно с полным основанием принимать $\overline{\delta_i \delta_j} = 0$, то при наличии этой ошибки $\overline{\delta_i \delta_j} = \Delta^2$ (здесь и до конца параграфа под Δ^2 будет пониматься средний квадрат систематической ошибки). Таким образом, существенное отличие природы систематической ошибки математически может быть описано, как наличие связей между ошибками. О существовании этих связей, однако, легко было бы забыть, если не разделять с самого начала ошибки на систематические и случайные. Для придания наиболее общего вида решению (что может понадобиться при неравногочности различных измерений углов, а также в задачах звукооразведки и др.) введем отдельное обозначение для каждой из 6 средних величин, входящих в выражение $(\vec{r} - \vec{r}_0)^2$. Пусть

$$\begin{aligned} l_1^2 \overline{\delta_1^2} = q_1^2, \quad l_2^2 \overline{\delta_2^2} = q_2^2, \quad l_3^2 \overline{\delta_3^2} = q_3^2, \\ l_2 l_3 \overline{\delta_2 \delta_3} = k_1, \quad l_3 l_1 \overline{\delta_3 \delta_1} = k_2, \quad l_1 l_2 \overline{\delta_1 \delta_2} = k_3. \end{aligned} \quad (7)$$

Тогда $(\vec{r} - \vec{r}_0)^2$ принимает вид

$$\begin{aligned} z^2 = (\vec{r} - \vec{r}_0)^2 = & (\lambda_2^2 - 2\lambda_2\lambda_3 \cos A + \lambda_3^2) q_1^2 + (\lambda_3^2 - 2\lambda_3\lambda_1 \cos B + \lambda_1^2) q_2^2 + \\ & + (\lambda_1^2 - 2\lambda_1\lambda_2 \cos C + \lambda_2^2) q_3^2 + 2(\lambda_1\lambda_3 \cos C + \lambda_1\lambda_2 \cos B - \lambda_1^2 \cos A - \lambda_2\lambda_3) k_1 + \\ & + 2(\lambda_2\lambda_1 \cos A + \lambda_2\lambda_3 \cos C - \lambda_2^2 \cos B - \lambda_1\lambda_3) k_2 + \\ & + 2(\lambda_3\lambda_2 \cos B + \lambda_3\lambda_1 \cos A - \lambda_3^2 \cos C - \lambda_2\lambda_1) k_3. \end{aligned} \quad (8)$$

Для отыскания минимума этой величины при условии [4] образуем выражение

$$z^2 + 2\mu(1 - \lambda_1 \sin A - \lambda_2 \sin B - \lambda_3 \sin C) = \Phi(\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \mu),$$

где μ — произвольный множитель в методе Лагранжа, и приравняем производные от Φ по $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ нулю. Получаем уравнения, которые запишем в следующей форме:

| λ_1 | λ_2 | λ_3 | 1 |
|--|--|--|--------------|
| $q_2^2 + q_3^2 - 2k_1 \cos A$ | $-q_3^2 \cos C + k_1 \cos B +$ $+ k_2 \cos A - k_3$ | $-q_2^2 \cos B + k_1 \cos C -$ $- k_2 + k_3 \cos A$ | $\mu \sin A$ |
| $-q_3^2 \cos C + k_1 \cos B +$ $+ k_2 \cos A - k_3$ | $q_3^2 + q_1^2 - 2k_2 \cos B$ | $-q_1^2 \cos A - k_1 +$ $+ k_2 \cos C + k_3 \cos B$ | $\mu \sin B$ |
| $-q_2^2 \cos B + k_1 \cos C -$ $- k_2 + k_3 \cos A$ | $-q_1^2 \cos A - k_1 +$ $+ k_2 \cos C + k_3 \cos B$ | $q_1^2 + q_2^2 - 2k_3 \cos C$ | $\mu \sin C$ |

Здесь в первых трех столбцах выписаны коэффициенты при $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$, образующие определитель системы, в последнем столбце — правые части (свободные члены) уравнений. Очевидно, достаточно найти значение одного неизвестного, а остальные можно получить круговой перестановкой индексов и букв ABC . Опуская некоторые простейшие промежуточные выкладки, выпишем выражение для λ_1

$$\begin{aligned} \lambda_1 = & \frac{\mu}{D} \{ q_1^2 \sin A (q_1^2 \sin^2 A + q_2^2 \sin^2 B + q_3^2 \sin^2 C) + \\ & + q_1^2 \sin A (2k_1 \sin B \sin C + 3k_2 \sin C \sin A + 3k_3 \sin A \sin B) + \\ & + (k_2 \sin C + k_3 \sin B) (q_2^2 \sin^2 B + q_3^2 \sin^2 C) + \\ & + 2(k_2 \sin C + k_3 \sin B) (k_1 \sin B \sin C + k_2 \sin C \sin A + k_3 \sin A \sin B) \}. \end{aligned}$$

Заметим, что величины

$$\begin{aligned} & q_1^2 \sin^2 A + q_2^2 \sin^2 B + q_3^2 \sin^2 C, \\ & k_1 \sin B \sin C + k_2 \sin C \sin A + k_3 \sin A \sin B \end{aligned}$$

не меняются при круговой перестановке.

Обозначая

$$\begin{aligned} \psi = & q_1^2 \sin^2 A + q_2^2 \sin^2 B + q_3^2 \sin^2 C + 2(k_1 \sin B \sin C + k_2 \sin C \sin A + \\ & + k_3 \sin A \sin B), \end{aligned} \quad (9)$$

получаем

$$\lambda_1 = \frac{\mu}{D} \psi (q_1^2 \sin A + k_2 \sin C + k_3 \sin B).$$

Следовательно,

$$\lambda_2 = \frac{\mu}{D} \psi (q_2^2 \sin B + k_3 \sin A + k_1 \sin C),$$

$$\lambda_3 = \frac{\mu}{D} \psi (q_3^2 \sin C + k_1 \sin B + k_2 \sin A).$$

Но

$$\lambda_1 \sin A + \lambda_2 \sin B + \lambda_3 \sin C = 1,$$

т. е.

$$\frac{\mu}{D} \psi^2 = 1. \quad (10)$$

И окончательно выражения для $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ принимают вид

$$\lambda_1 = \frac{1}{\psi} (q_1^2 \sin A + k_2 \sin C + k_3 \sin B),$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{\psi} (q_2^2 \sin B + k_3 \sin A + k_1 \sin C),$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{\psi} (q_3^2 \sin C + k_1 \sin B + k_2 \sin A). \quad (11)$$

Прежде чем перейти к вычислению минимального значения среднего квадрата ошибки, заметим, что так как он является однородной квадратической функцией от λ_i , то

$$z^2 = \frac{\lambda_1}{2} \frac{\partial(z^2)}{\partial \lambda_1} + \frac{\lambda_2}{2} \frac{\partial(z^2)}{\partial \lambda_2} + \frac{\lambda_3}{2} \frac{\partial(z^2)}{\partial \lambda_3}.$$

Но так как в точке, в которой z^2 достигает минимума,

$$\frac{\partial (z^2)}{\partial \lambda_1} = 2\mu \sin A, \quad \frac{\partial (z^2)}{\partial \lambda_2} = 2\mu \sin B, \quad \frac{\partial (z^2)}{\partial \lambda_3} = 2\mu \sin C,$$

то

$$(z^2)_{\min} = \mu. \quad (12)$$

Это соотношение вскрывает наглядно смысл множителя μ в нашей задаче и вместе с тем позволяет сразу найти минимальное значение среднего квадрата ошибки. В самом деле, достаточно вставить вычисленные значения λ_j в любое из уравнений системы, чтобы найти пока еще неизвестную величину μ . Простейшие вычисления приводят к формуле

$$\begin{aligned} \mu = \frac{1}{\psi} (q_1^2 q_2^2 + q_2^2 q_3^2 + q_3^2 q_1^2 - 2q_1^2 k_1 \cos A - 2q_2^2 k_2 \cos B - \\ - 2q_3^2 k_3 \cos C - k_1^2 - k_2^2 - k_3^2 + 2k_1 k_2 \cos C + \\ + 2k_2 k_3 \cos A + 2k_3 k_1 \cos B). \end{aligned} \quad (13)$$

Формулы (1), (8), (11), (12), (13) дают полное решение задачи для наиболее общего случая — любой связи между ошибками отдельных измерений и любых значений средних квадратов ошибок $\overline{\delta_j^2}$. Преобразуем теперь формулы применительно к данной задаче, которая характеризуется всего двумя величинами: Δ^2 , которая представляет собою квадрат систематической ошибки отдельной серии измерений, осредненный по всей совокупности измерений данным прибором, и σ^2 — такая же средняя для случайной ошибки отдельной серии измерений.

Тогда

$$\begin{aligned} q_1^2 = l_1^2 (\sigma^2 + \Delta^2), \quad q_2^2 = l_2^2 (\sigma^2 + \Delta^2), \quad q_3^2 = l_3^2 (\sigma^2 + \Delta^2); \\ k_1 = l_2 l_3 \Delta^2, \quad k_2 = l_3 l_1 \Delta^2, \quad k_3 = l_1 l_2 \Delta^2. \end{aligned} \quad (14)$$

Теперь формулы (11) принимают вид

$$\begin{aligned} \lambda_1 &= \frac{1}{\psi} [\sigma^2 l_1^2 \sin A + \Delta^2 l_1 (l_1 \sin A + l_2 \sin B + l_3 \sin C)], \\ \lambda_2 &= \frac{1}{\psi} [\sigma^2 l_2^2 \sin B + \Delta^2 l_2 (l_1 \sin A + l_2 \sin B + l_3 \sin C)], \\ \lambda_3 &= \frac{1}{\psi} [\sigma^2 l_3^2 \sin C + \Delta^2 l_3 (l_1 \sin A + l_2 \sin B + l_3 \sin C)]. \end{aligned} \quad (15)$$

Причем

$$\psi = \sigma^2 (l_1^2 \sin^2 A + l_2^2 \sin^2 B + l_3^2 \sin^2 C) + \Delta^2 (l_1 \sin A + l_2 \sin B + l_3 \sin C)^2. \quad (16)$$

Далее

$$\begin{aligned} \mu = \frac{\sigma^2}{\psi} [l_1^2 l_2^2 + l_2^2 l_3^2 + l_3^2 l_1^2] + 2\Delta^2 (l_1^2 l_2^2 + l_2^2 l_3^2 + l_3^2 l_1^2 - \\ - l_1^2 l_2 l_3 \cos A - l_2^2 l_3 l_1 \cos B - l_3^2 l_1 l_2 \cos C). \end{aligned} \quad (17)$$

При решении задачи об определении ветра в полете, помимо среднего квадрата векторной ошибки, представляет определенный интерес также средний квадрат ошибки определения составляющей ветра по любому направлению. Для вывода соответствующей формулы достаточно спроектировать векторное соотношение (6) на ось X .

Тогда

$$x - x_0 = l_1 \delta_1 (\lambda_2 \cos \alpha_3 - \lambda_3 \cos \alpha_2) + l_2 \delta_2 (\lambda_3 \cos \alpha_1 - \lambda_1 \cos \alpha_3) + \\ + l_3 \delta_3 (\lambda_1 \cos \alpha_2 - \lambda_2 \cos \alpha_1)$$

и далее

$$(x - x_0)^2 = q_1^2 (\lambda_2 \cos \alpha_3 - \lambda_3 \cos \alpha_2)^2 + q_2^2 (\lambda_3 \cos \alpha_1 - \lambda_1 \cos \alpha_3)^2 + \\ + q_3^2 (\lambda_1 \cos \alpha_2 - \lambda_2 \cos \alpha_1)^2 + 2k_1 (\lambda_3 \cos \alpha_1 - \lambda_1 \cos \alpha_3) (\lambda_1 \cos \alpha_2 - \lambda_2 \cos \alpha_3) + \\ + 2k_2 (\lambda_1 \cos \alpha_2 - \lambda_2 \cos \alpha_1) (\lambda_2 \cos \alpha_3 - \lambda_3 \cos \alpha_2) + \\ + 2k_3 (\lambda_2 \cos \alpha_3 - \lambda_3 \cos \alpha_2) (\lambda_3 \cos \alpha_1 - \lambda_1 \cos \alpha_3). \quad (18)$$

Формула (18), куда должны быть вставлены значения q_j^2 и k_j из (7), а λ_j из (11), и дает ответ на поставленный вопрос, так как, очевидно, за ось X можно, например, выбрать любое заданное направление.

Из полученных формул можно вывести ряд важных заключений.

А. Из (17) следует, что при $\sigma = 0$ равно нулю также μ . Это означает, что при отсутствии случайных ошибок измерения правила отыскания положения точки O' (по длинам d_j) приводят нас всегда в истинную точку O независимо от того, что величина систематической ошибки для каждой конкретной серии измерений заранее нам неизвестна. Так как в этом случае $\frac{d_j}{l_j} = \Delta$, то находим

$$\Delta = \frac{F}{R} \frac{1}{l_1 \sin A + l_2 \sin B + l_3 \sin C}. \quad (19)$$

Б. Рассмотрим теперь случай, когда одна из величин $l_1 \sin A$, $l_2 \sin B$, $l_3 \sin C$, например последняя, значительно превосходит две другие, а σ и Δ — величины одного порядка. Легко видеть, что тогда

$$d_1 \approx \frac{F}{R} \frac{\Delta^2}{\sigma^2 + \Delta^2} \frac{l_1}{l_3 \sin C}, \quad d_2 \approx \frac{F}{R} \frac{\Delta^2}{\sigma^2 + \Delta^2} \frac{l_2}{l_3 \sin C}, \quad d_3 \approx \frac{F}{R} \frac{1}{\sin C},$$

т. е. точка O' будет очень близка к точке пересечения прямых \vec{l}_1 и \vec{l}_2 , и использование результатов третьего измерения не может дать сколько-нибудь заметного эффекта. Отсюда следует, что вводить прием определения положения точки по трем, а не по двум засечкам имеет смысл только тогда, когда величины $l_1 \sin A$, $l_2 \sin B$, $l_3 \sin C$ одного порядка.

В. Правила определения точки O' , выраженные формулой (15), для определенной серии наблюдений дают различный ответ на вопрос в зависимости от значения отношения $\frac{\Delta}{\sigma}$, или, если угодно, $\frac{\Delta^2}{\sigma^2 + \Delta^2}$. Можно сказать, что величина

$\frac{\Delta^2}{\sigma^2 + \Delta^2}$ является единственным внешним параметром в задаче о нахождении точки O' , наиболее приближающейся к истинному положению точки (в смысле $(\vec{r} - \vec{r}_0)^2 = \min$), т. е. единственной величиной, которую нельзя определить непосредственно из данной серии измерений, но которую необходимо знать, чтобы указать однозначно координаты точки O' .

В связи с тем что точное определение значений Δ и σ связано с большими трудностями, весьма желательно добиваться получения правил, устойчивых по отношению к внешним параметрам. Это значит, что не слишком большая ошибка в определении внешнего параметра не должна существенно сказываться на эффективности применения разработанных нами правил. Подвергнем поэтому рассмотрению вопрос о величине искажения в определении положения O' и возникающей при этом дополнительной ошибке при неточном значении величины $\frac{\Delta^2}{\sigma^2 + \Delta^2}$.

Имея в виду задачу об определении ветра в полете, остановимся подробно на случае $l_1 = l_2 = l_3 = l$.

Обозначим $\frac{\Delta^2}{\Delta^2 + \sigma^2} = \rho$. Тогда, например, выражение для λ_1 принимает вид

$$\lambda_1 = \frac{(1 - \rho) \sin A + \rho (\sin A + \sin B + \sin C)}{(1 - \rho) (\sin^2 A + \sin^2 B + \sin^2 C) + \rho (\sin A + \sin B + \sin C)}$$

Отсюда видно, что λ_1 является монотонной функцией ρ , крайние пределы измерения которой равны

$$\lambda_1' = \frac{\sin A}{\sin^2 A + \sin^2 B + \sin^2 C} \text{ при } \rho = 0,$$

$$\lambda_1'' = \frac{1}{\sin A + \sin B + \sin C} \text{ при } \rho = 1. \quad (20)$$

Аналогично определяются величины λ_2' и λ_3' . Далее очевидно, что $\lambda_2'' = \lambda_3'' = \lambda_1''$.

Рассмотрим, как изменяются величины λ_j' и λ_j'' при различных значениях углов A, B, C (см. табл. 1). Удобно ввести обозначения этих углов в порядке возрастания их величин $A \leq B \leq C$.

Таблица 1

| № примера | A | B | C | λ_1' | λ_2' | λ_3' | λ_j'' |
|-----------|------|------|------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| 1 | 120° | 120° | 120° | 0,385 | 0,385 | 0,385 | 0,385 |
| 2 | 90 | 135 | 135 | 0,500 | 0,354 | 0,354 | 0,414 |
| 3 | 90 | 120 | 150 | 0,500 | 0,433 | 0,250 | 0,423 |
| 4 | 60 | 150 | 150 | 0,692 | 0,400 | 0,400 | 0,536 |
| 5 | 60 | 135 | 165 | 0,658 | 0,587 | 0,197 | 0,546 |
| 6 | 45 | 150 | 165 | 0,865 | 0,612 | 0,317 | 0,681 |
| 7 | 45 | 120 | 195 | 0,537 | 0,658 | -0,197 | 0,761 |
| 8 | 60 | 90 | 210 | 0,433 | 0,500 | -0,25 | 0,732 |
| 9 | 30 | 120 | 210 | 0,400 | 0,693 | -0,400 | 1,155 |
| 10 | 45 | 90 | 225 | 0,353 | 0,500 | -0,354 | 1,000 |
| 11 | 60 | 60 | 240 | 0,385 | 0,385 | -0,385 | 1,155 |
| 12 | 30 | 90 | 240 | 0,250 | 0,500 | -0,433 | 1,577 |
| 13 | 45 | 45 | 270 | 0,354 | 0,354 | -0,500 | 2,41 |
| 14 | 30 | 60 | 270 | 0,250 | 0,433 | -0,500 | 2,73 |
| 15 | 30 | 45 | 285 | 0,297 | 0,420 | -0,574 | 4,15 |
| 16 | 30 | 30 | 300 | 0,400 | 0,400 | -0,693 | 7,46 |

Рассмотрение табл. 1 показывает, что существуют такие комбинации углов, при которых можно не считаться с наличием систематической ошибки и, действуя по правилам исключения случайной ошибки, получать тем не менее достаточно точные результаты. Замечателен пример 1, когда наличие систематической ошибки совершенно не сказывается на правиле выбора точки O' (в этом случае оба крайние правила для $\rho = 0$ и для $\rho = 1$ совпадают и приводят в центр равностороннего треугольника ABC). С возрастанием угла C появляется вначале незначительное различие между результатами применения двух крайних правил. Однако при приближении угла C к 180° и в особенности при $C > 180^\circ$, что соответствует случаю, когда все три точки p_1, p_2, p_3 лежат в одной полуплоскости, проведенной через O , упомянутое различие весьма резко возрастает. Если при этом отношение $\frac{\Delta^2}{\sigma^2 + \Delta^2}$ остается неизвестным, то становится сомнительной эффективность применения какого бы то ни было правила. Отсюда следуют такие практические правила. При ориентировке на местности желательно, чтобы центральные углы между соседними ориентирами были, по возможности, близки к 120° (если, конечно, расстояния до ориентиров не очень различаются между собой).

При определении ветра в полете для получения достаточно устойчивых результатов при наличии систематических ошибок желательно, чтобы хотя бы на одном курсе самолет несколько отклонялся назад от основного направления полета. Очевидно, что такое пожелание далеко не всегда выполнимо, поскольку связано с затратой лишнего времени. Поэтому в большинстве случаев при определении ветра по трем углам сноса мы встречаемся как раз со случаем $C > 180^\circ$.

Для того чтобы установить возможность рекомендации рациональных правил в подобных случаях, необходимо выяснить, как влияет точность определения отношения $\frac{\Delta^2}{\sigma^2 + \Delta^2}$ на окончательный результат измерения — значение z^2 .

Представим с этой целью величину z^2 в виде функции введенной выше величины ρ , которая будет теперь означать эмпирически найденное значение отношения $\frac{\Delta^2}{\Delta^2 + \sigma^2}$ и истинного значения $\frac{\Delta^2}{\Delta^2 + \sigma^2}$, которое обозначим через r . Тогда нетрудно получить

$$\frac{z^2}{f^2 (\sigma^2 + \Delta^2)} = \frac{3}{f} + \frac{f - \varphi}{f} \rho^2 \frac{(3 - 2\theta)f + 3\varphi}{(f - \varphi\rho)^2} + r \left[\frac{3 - 2\theta}{\varphi} - \frac{f - \varphi}{\varphi} \frac{(3 - 2\theta)f + 3\varphi}{(f - \varphi\rho)^2} \right] \quad (21)$$

при обозначениях

$$\begin{aligned} -2(\sin A \sin B + \sin B \sin C + \sin C \sin A) &= \varphi, \\ \cos A + \cos B + \cos C &= \theta, \\ \sin^2 A + \sin^2 B + \sin^2 C &= f. \end{aligned} \quad (22)$$

В помощь формулы (21) легко сравнить эффективность различных правил. Применим, например, нашу формулу к случаю 11 табл. 1

Таблица 2

Значения $\frac{z^2}{f^2 (\sigma^2 + \Delta^2)}$ при $A = 60^\circ, B = 60^\circ, C = 240^\circ$

| ρ | r | | | | |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 0 | 0,25 | 0,50 | 0,75 | 1,0 |
| 0 | 1,333 | 1,444 | 1,556 | 1,667 | 1,778 |
| 0,25 | 1,387 | 1,400 | 1,413 | 1,427 | 1,440 |
| 0,50 | 1,667 | 1,500 | 1,333 | 1,167 | 1,000 |
| 0,75 | 2,667 | 2,111 | 1,556 | 1,000 | 0,444 |
| 1,0 | 6,667 | 5,000 | 3,333 | 1,667 | 0,000 |

Рассмотрение этой таблицы показывает, что преуменьшая величину отношения $\frac{\Delta^2}{\Delta^2 + \sigma^2}$, мы делаем гораздо меньшую ошибку при отыскании положения точки O , чем преувеличивая это отношение. Даже при $r = 0,5$, т. е. при $\Delta = \sigma$, правило принимать за истинную точку центр равностороннего треугольника ABC (соответствующее $\rho = 0$) дает средний квадрат ошибки, всего на 17% превышающий средний квадрат ошибки, отвечающий применению наилучшего правила в этом случае — принимать за истинную точку середину стороны AB (соответствующее $\rho = 0,5$). Но если Δ превосходит σ , учет наличия связей между ошибками отдельных измерений приводит уже к значительному повышению точности определения положения искомой точки, хотя бы он и был произведен на основании грубо приближенной оценки отношения $\frac{\Delta}{\sigma}$. Аналогичные расчеты могут быть произведе-

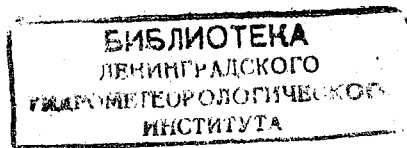
дены для каждого конкретного случая и представляются весьма целесообразными при решении многих практических задач. Необходимо отметить, что при нескольких опытах с одним и тем же прибором изложенный выше метод позволяет также выяснить характер и знак систематической ошибки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Молчанов П. А. Теория методов шаров-пилотов и применение ее в синоптической метеорологии. Записки по гидрографии, т. 41, вып. 1, 1917.
2. Молчанов П. А. Методы и приборы аэронавигационной службы (2 издания, 1924 и 1934 гг.).
3. Молчанов П. А. Методы исследования свободной атмосферы (3 издания, 1926, 1936, 1940 гг.).
4. Молчанов П. А. Курс аэронавигации. 1937.
5. Юдин М. И. Некоторые вопросы рационализации трехбазисных наблюдений. Известия АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. 8, № 2—3, 1944.
6. Юдин М. И. Общий случай определения положения точки на плоскости по трем засечкам углов. Доклады АН СССР, т. 49, № 7, 1945.
7. D'Osagne. Journal de l'Ecole Polytechn., cah 63, p. 1, 1893.

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|---|------|
| Е. С. Селезнева. Первый радиозонд | 7 |
| П. А. Воронцов. Вертикальные движения воздуха летом в районе Цимлянского водохранилища | 19 |
| А. А. Гирс. Некоторые особенности синоптических процессов в Арктике и их связь с общей циркуляцией атмосферы | 36 |
| И. Г. Гутерман. Суточные колебания температуры воздуха в свободной атмосфере по данным двух серий учащенных аэрологических наблюдений 1953 г. | 47 |
| Д. Л. Лайхтман. Некоторые свойства пограничного слоя атмосферы | 56 |
| В. М. Михель. К вопросу о движении и изменении мощности барических областей | 59 |
| М. И. Юдин. Определение положения точки на плоскости с учетом систематических ошибок измерений | 69 |



Редактор *И. Г. Максимова.* Техн. редактор *М. И. Брайнина.*
 Корректоры: *В. П. Баскакова* и *Р. В. Гросман.*

Сдано в набор 25/X 1955 г. Подписано к печати 14/I 1956 г. Бумага 70 × 108^{1/16}
 Бум. л. 2,38. Печ. л. 6,51. Уч.-изд. л. 7,06. Тираж 700 экз. М-11434 Индекс МЛ-104.
 Гидрометеорологическое издательство. Ленинград В. О. 2-я линия, д. № 23.
 Заказ № 891. Цена 4 руб. 95 коп.

2-я типолитография Гидрометеоиздата, Ленинград, Прачечный пер. д. 6.

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ИМЕЕТСЯ НА СКЛАДЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА

I. МОНОГРАФИИ

- Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Ц. 8 р. 40 к.
Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Ц. 24 р. 20 к.
Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Ц. 14 р.
Чудновский А. Ф. Заморозки. Ц. 6 р. 80 к.
Алпатьев А. М. Влагооборот культурных растений. Ц. 10 р.

II. ТРУДЫ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ УЧРЕЖДЕНИИ

Труды Центральной аэрологической обсерватории

- Вып. 4. Сборник статей. Под ред. А. Х. Хргиана. Ц. 14 р.
Вып. 6. Сборник статей. Под ред. С. С. Гайгерова. Ц. 12 р. 50 к.
Вып. 9. Физика облаков. Под ред. А. Х. Хргиана. Ц. 5 р. 50 к.

III. НАУЧНО-ПОПУЛЯРНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Бачурина А. А. и Туркетти З. Л. Атмосферные фронты. Ц. 2 р. 85 к.
Заварина М. В. Обледенение самолетов и как его избежать. Ц. 1 р. 40 к.
Калитин Н. Н. Оптические явления в атмосфере. Ц. 2 р. 40 к.
Кирюхин Б. В. и Красиков П. Н. Облака, дождь и снег. 2-е изд. переработанное. Ц. 2 р. 35 к.
Кладо Т. Н. Климат, его значение и методы изучения. Ц. 2 р. 40 к.
Погосян Х. П. Циркуляция атмосферы. Ц. 2 р. 65 к.
Тверской П. Н. Развитие метеорологии в СССР. Ц. 1 р. 60 к.
Андреева Е. В. А. И. Воейков — основатель русской климатологии. Ц. 1 р. 20 к.
Андреева Е. В. Ю. М. Шокальский — океанограф, метеоролог и географ. Ц. 1 р. 20 к.
Буханов М. С. и Юркевич М. П. М. А. Рыкачев — выдающийся деятель метеорологии и воздухоплавания. Ц. 80 к.
Григорьева А. Г. А. В. Вознесенский — климатолог и географ. Ц. 70 к.
Кароль Б. П. Д. И. Менделеев и метеорология. Ц. 80 к.
Максимов С. А. П. И. Броунов — основоположник сельскохозяйственной метеорологии (к 100-летию со дня рождения). 2-е дополненное издание. Ц. 90 к.
Нездюров Д. Ф. А. А. Каменский — выдающийся метеоролог-климатолог. Ц. 85 к.

Заказы высылаются наложенным платежом.

Заказы направлять по адресу: Ленинград, 53, В. О., 2-я линия, д. 23