

Цена 1 р.

В. ТАРЧЕВСКИЙ

ПЛАНЕРИСТУ
О ВОЛНОВЫХ
ДВИЖЕНИЯХ
В АТМОСФЕРЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО ДОСЛАФ - МОСКВА - 1957

ВЛАДИСЛАВ ПАРЧЕВСКИЙ

ПЛАНЕРИСТУ

О

ВОЛНОВЫХ ДВИЖЕНИЯХ

В АТМОСФЕРЕ

Перевод с польского
Г. Данилова и Г. Печникова
под редакцией Ш. Мусаеляна



книга

из библиотеки

Ольги Волковой

vk: olga.strela

ИЗДАТЕЛЬСТВО ДОСААФ
Москва — 1957

Внимание!

Данная книга оцифрована

и опубликована

в сети "Интернет" в

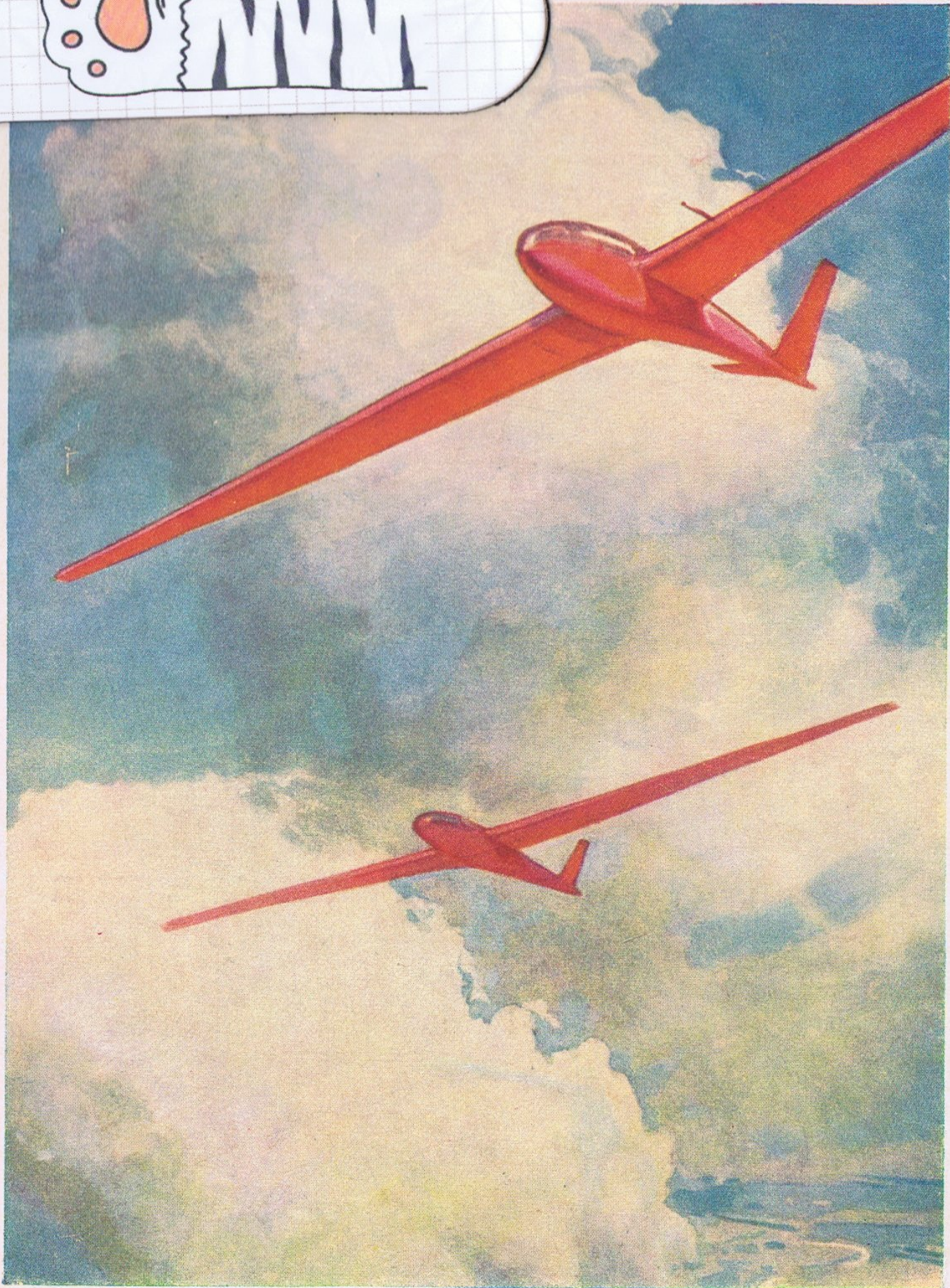
некоммерческих целях

исключительно для

ознакомления.

С уважением к автору
книги.





ЗАНИМАЙТЕСЬ ПЛАНЕРНЫМ СПОРТОМ!

Стр.
3
5
17
27
47
59

X

льмай
нцева
-57 г.
л.;
1/979
экз.

420

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение свойств воздушного потока над горами привлекает внимание многих ученых. Этот интерес исследователей, особенно усилившийся в последние годы, объясняется сильно возросшими потребностями быстро развивающихся авиации и планеризма.

При обтекании горного препятствия воздушным потоком в атмосфере наблюдается целый ряд интересных явлений, знакомство с которыми, особенно на современном уровне развития авиации и планеризма, необходимо для каждого пилота и планериста. К этим явлениям относятся: волны, порождаемые препятствием в воздушном потоке и распространяющиеся как вниз по течению, так и по вертикали; различные облачные системы, связанные с этими волновыми движениями; вертикальные движения со скоростями, достигающими до 3—5 м/сек (а иногда и намного больше); сильно развитая турбулентность, выдерживать которую способен далеко не всякий летательный аппарат; вихри в районе горных вершин, искажающие показания альтиметра до 300 м (а иногда и больше), и т. д.

Каждое явление из этого далеко не полного перечня может пилоту причинить большие неприятности вплоть до катастрофы, если заранее не будут приняты надлежащие меры. С другой стороны, многие из них могут быть успешно использованы планеристами для достижения больших высот.

Все это делает изучение явлений, связанных с обтеканием воздушного потока горного барьера, не только очень важным, но и неотложным делом.

Советские ученые придают большое значение изучению волн препятствий. Особенно ценны в этой области исследования Н. Е. Кочина, А. А. Дородницына и И. А. Кибеля, которые, поставив проблему воздушного потока над горами на достаточно строгую математическую основу, получили ряд классических результатов.

Предлагаемая вниманию советского читателя брошюра является переводом главы «Волновые движения в атмосфере» книги известного польского метеоролога Владислава Парчевского «Метеорология для планеристов» (1953 г., Варшава, Издательство Авиационной лиги).

На основе эмпирических исследований и анализа фактического материала наблюдений автор подробно излагает такие важные вопросы, как возникновение волновых движений, их классификация и исследование, облака волновых токов, обледенение в волновых облаках и др. Освещены также некоторые вопросы тактики полетов в волновых токах.

Нет сомнений, что данная брошюра принесет большую пользу планеристам и метеорологам, обслуживающим полеты планеристов.

Ш. Мусаелян

ВОЛНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Возникновение волновых движений. Волновое движение возникает только на границе двух, различных по своим свойствам воздушных масс и никогда не возникает внутри однородной массы. Атмосферные волны образуются подобно волнам, образующимся вдоль поверхности раздела, какими являются вода и воздух. Поэтому мы постоянно будем обращать внимание на сходство образования волн на поверхности воды с волнами, возникающими вдоль термических задерживающих слоев (инверсий, изотермий, слоев с замедленным падением температуры с высотой), часто имеющих в атмосфере. Название «задерживающих» они получили потому, что эти слои, особенно слои инверсий, препятствуют развитию восходящих вертикальных движений.

Термические задерживающие слои образуют внутри воздуха **поверхности раздела**, вдоль которых происходит разрыв плотности воздуха, а также изменение направления и скорости ветра, или одновременно имеют место оба эти явления. Разрыв плотности воздуха вдоль термических задерживающих слоев возникает в результате того, что к уменьшению плотности воздуха, которое вызывается падением давления с увеличением высоты, присоединяется дополнительное уменьшение плотности, вызываемое повышением температуры с высотой, замедленным ее падением или изотермией.

Длина волн, образующихся вдоль термических задерживающих слоев, увеличивается:

- с увеличением векторной разности скорости ветра;
- с уменьшением разности плотности двух слоев воздуха и разности температур между обоими слоями.

Так как вода тяжелее воздуха примерно в 775 раз, то волны, образующиеся на поверхности вода — воздух, сравнительно короткие, в то же время длина волн, образующихся на границе двух различных по плотности масс воздуха, со слабо отличающейся между собой плотностью, колеблется от нескольких сот метров до несколь-



Рис. 1. Элемент волнового движения

ких десятков километров. Если плотность воздуха в обеих воздушных массах немного отличается друг от друга, как это происходит при атмосферном волнообразовании, то эти массы сильнее реагируют на образующиеся импульсы. Частицы, выведенные из положения равновесия, медленно возвращаются к своему первоначальному положению, и поэтому волны, образующиеся вдоль термических задерживающих слоев, имеют большую амплитуду и длину (рис. 1), чем волны, образующиеся на поверхности воды.

Длину атмосферных волн, образующихся вдоль инверсии, можно приблизительно вычислить по такой формуле:

$$\lambda = \frac{\pi \Delta V^2}{2g} \cdot \frac{T + T'}{T - T'} \quad (1)$$

где λ — длина волны;

ΔV — векторная разность скорости ветра в м/сек;

T — абсолютная температура в инверсионном слое;

T' — абсолютная температура в подинверсионном слое;

g — ускорение силы тяжести земли.

В табл. 1 даны длины атмосферных волн, образующихся при условии, что в подинверсионном слое воздух неподвижен и имеет температуру 0°C .

Таблица 1

Приближенные длины инверсионных атмосферных волн
(при условии, что подинверсионный слой неподвижен и имеет температуру 0°C)

$\Delta V, \text{ м/сек}$	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
$TT', ^\circ \text{C}$										
2	185 745	1675	2975	4675	6675	9115	11900	15070	18600	
4	95 370	835	1490	2325	3340	4555	5950	7535	9300	
6	60 250	560	935	1550	2225	3040	3970	5020	6200	
8	45 185	420	745	1160	1670	2680	2975	3765	4650	
10	35 150	335	595	930	1335	1825	2380	3015	3720	

Из этой таблицы видно, что длина атмосферных волн увеличивается с уменьшением разности температур в инверсионном и подинверсионном слоях атмосферы. Еще более быстрое увеличение длины волн происходит с увеличением векторной разности скорости ветра между обоими слоями воздуха. Так как с увеличением относительной скорости ветра увеличивается энергия, за счет которой развивается волновое движение, то длинным волнам вообще соответствуют более сильные вертикальные движения, чем коротким волнам.

При очень малом или отрицательном вертикальном температурном градиенте (т. е. при повышении температуры с высотой) выведенная из равновесия частица относительно быстро возвращается к первоначальному положению. При относительно большом вертикальном температурном градиенте частицы медленнее возвращаются к положению равновесия (следовательно, длина волны возрастает). Если вертикальный температурный градиент является настолько большим, что в воздухе имеется неустойчивое равновесие, то частицы воздуха, выведенные из равновесия, не возвращаются к первоначальному положению, а стремятся вверх, и поэтому в данном случае волновое движение не возникает.

Образование свободных волн (гравитационных). Волны, колебательное движение которых развивается за счет потенциальной энергии положения, называют гравитационными, или свободными невынужденными волнами. На развитие этих волн не оказывают влияния ни неровности рельефа, ни газовые препятствия. Такие волны воз-

никают подобно волнам, образующимся на поверхности воды, когда частицы ее выведены из положения равновесия путем внешнего воздействия. Допустим, что на поверхность жидкости мы бросили какой-нибудь предмет. Так как частицы жидкости связаны между собой силами взаимного притяжения, то возмущение, возникающее в какой-либо части поверхности жидкости, будет передаваться и остальным частицам жидкости, вследствие чего наступит распространение колебательного движения. В воздухе поверхность разрывов деформируется и отклоняется от состояния равновесия под действием дующего над ней ветра, поэтому частицы воздуха под влиянием силы земного притяжения начинают колебаться вокруг положения равновесия.

В результате этих колебаний в атмосфере образуются свободные (гравитационные) волновые движения вдоль термических задерживающих слоев, причем воздух, в котором было вызвано волновое движение дующим над ним ветром, не будет двигаться как целое и в нем может господствовать штилевое состояние.

Свободные волны в атмосфере возникают, следовательно, вдоль любых термических задерживающих слоев независимо от того, находятся ли они над равнинной или горной местностью, так как они не связаны ни с рельефом местности, ни с газовыми препятствиями. Бывает, что они существуют одновременно с вынужденными волновыми движениями, но совершенно независимо от их развития.

Образование вынужденных волн (стационарных). Описывая образование вынужденных волновых движений в атмосфере, мы воспользуемся также гидродинамической аналогией, так как возникновение этих движений в воздухе подобно образованию волн на поверхности воды, внутри которой имеется препятствие в виде, например, огромной скалы. Если размеры скалы или скорость течения воды достаточно велики, то в непосредственной близости с препятствием образуется углубление, переходящее затем в выпуклость. Эти углубления водной поверхности почти всегда находятся на более или менее одинаковом расстоянии от препятствия. То же происходит и в воздухе, если он распространяется с достаточной скоростью над поверхностью движущегося фронта или горного хребта.

Следует подчеркнуть, что воздушный слой, на поверхности которого образуется вынужденное волновое движение, должен перемещаться относительно неподвижного препятствия¹ или, по крайней мере, он будет иметь большую скорость, чем скорость перемещения подвижного препятствия (например, быстродвижущегося холодного фронта).

Действительно, если бы вода, внутри которой находится скала, не перемещалась по отношению к скале, тогда на ее поверхности не могло бы развиваться вынужденное волновое движение в противоположность свободному волновому движению, которое может возникать на поверхности как подвижной, так и неподвижной жидкости.

Проанализируем вкратце, что является причиной образования вынужденного волнового движения в воздухе. Допустим, что воздух перемещается с достаточной скоростью над резко пересеченной местностью — горами. Увеличение скорости в нижнем слое воздуха в момент перемещения над вершиной возвышенности или горным хребтом вызывает над ними согласно закону Бернулли падение статического давления и, следовательно, приводит к уменьшению вертикального градиента давления. Сила вертикального градиента давления уменьшается и не уравнивает уже силы земного притяжения. В результате этого происходит засасывание воздуха в подветренную сторону склона хребта или возвышенности с направлением книзу, которое при наличии в воздухе устойчивого равновесия будет иметь волновой характер (рис. 2,а).

Эта деформация создается вдоль термического задерживающего слоя, который возникает над подветренным склоном горы от оседания слоя воздуха с устойчивым равновесием. Над местностью, имеющей углубления, скорость перемещения воздуха убывает. Вследствие этого над склоном увеличивается величина статического давления, значит увеличивается и сила вертикального падения давления, в результате чего нарушается равновесие под влиянием силы земного притяжения. В конечном

¹ Картина совершенно не изменится, если в неподвижном воздухе будет перемещаться препятствие с той же скоростью, но в противоположном направлении. Этот факт в гидродинамике широко известен под названием принципа Галилея—Ньютона. — Прим. ред.

счете, наступает деформация инверсионного слоя, располагающегося в непосредственной близости от горы (рис. 2,б).

Понятно, что описанные деформации могут вызываться как складками рельефа местности, так и газовыми препятствиями, лишь бы скорость движения ветра по отношению к подвижному газовому препятствию была

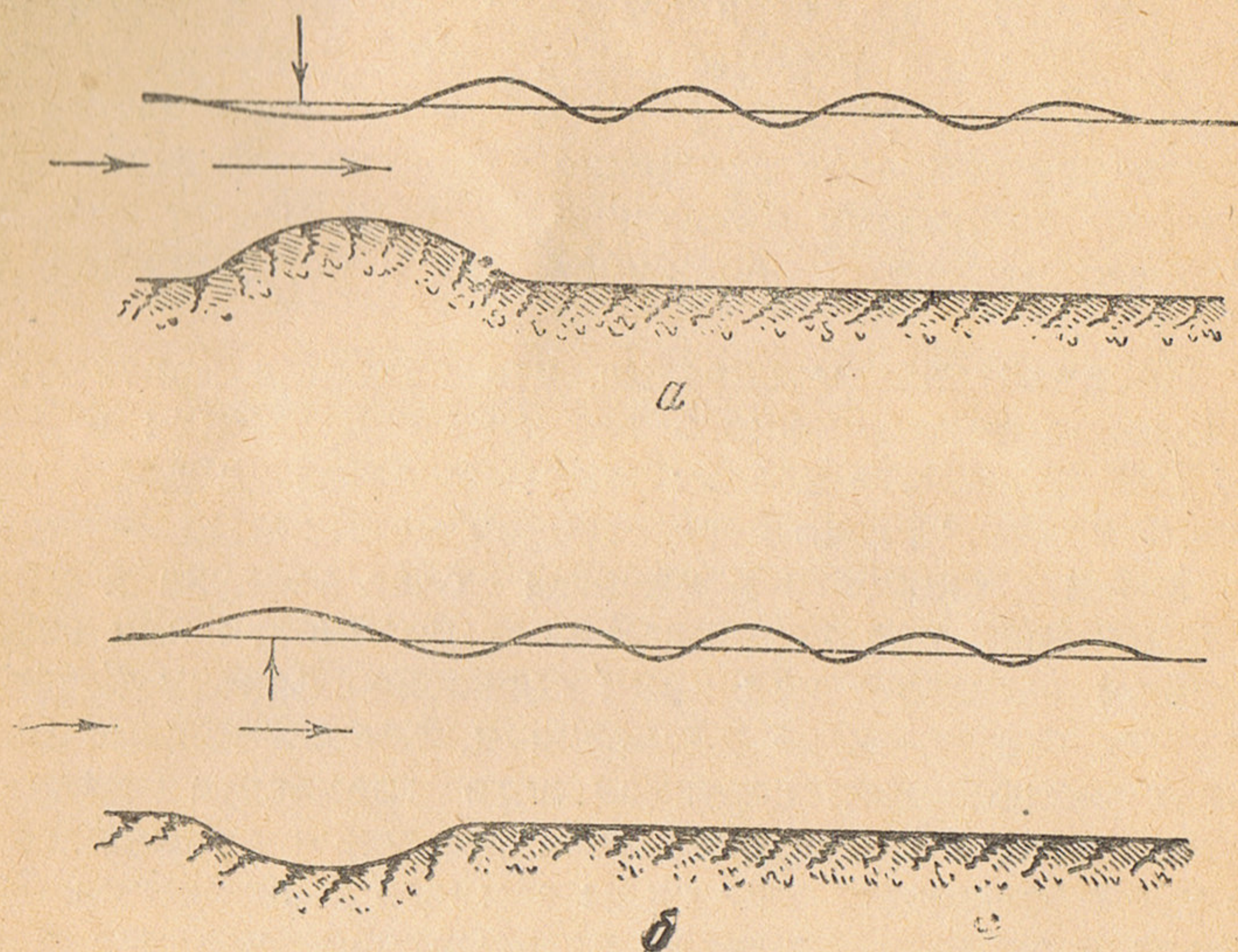


Рис. 2. Схема образования вынужденных волновых движений над неровностями местности или газовыми препятствиями

большой, чем скорость перемещения газового препятствия. Это происходит, например, при наличии в атмосфере так называемых быстро движущихся холодных фронтов.

В случае, когда уравнивается относительная скорость ветра над препятствием со скоростью распространения волнового движения в направлении препятствия, наступает равновесие обоих этих движений и вынужденные волны становятся стационарными («стоячими»), т. е. их гребни и низины находятся на одинаковом расстоянии по отношению к препятствию, которое возбуждает волновое движение. Амплитуды стационарных волн достигают очень больших размеров, так как эти волны, постоянно находясь на небольшом расстоянии от препятствия, пополняются все новыми импульсами.

Стационарное волновое движение, начавшееся вдоль определенного термического задерживающегося слоя, охватывает своим влиянием слои воздуха, расположенные по обеим его сторонам. Вертикальное расстояние этого влияния зависит от размера амплитуды волны, которая в свою очередь зависит от относительной скорости перемещения воздуха над препятствием, а также от вертикального положения термического равновесия в воздухе, перемещающемся над препятствием. Поэтому стационарные волновые движения, возникающие над подвижными препятствиями (движущимися холодными фронтами), очень слабые, так как развиваются только за счет относительно небольшой разницы скорости между подвижными препятствиями и перемещающимся над ними воздухом.

Исследование волновых движений. Токи стационарных волн феонового (горного) ветра уже использовались у нас в довоенное время, однако систематическое исследование их начато только в народной Польше¹.

Изучение условий, в которых формируются вынужденные волновые движения, уходящие далеко в глубь стратосферы, требуют анализа вертикального разреза атмосферы по крайней мере до высоты порядка 10—20 км. Выполнение этой задачи во время научной экспедиции ГГМИ в 1951 г. около Еленей Гуры было возможно благодаря использованию радиозондов. Еще раньше, чем их применили, уже обратили внимание на то, что не всегда в дни с благоприятными направлениями и скоростями ветра образуются вынужденные волновые движения над склонами гор и что для возникновения стационарных волн, кроме благоприятного ветрового потока и устойчивого равновесия в воздухе, необходима соответствующая стратификация атмосферы до больших высот над горами. Было ясно, что недостаточно основываться на наземных наблюдениях, а необходимо широко использовать аэрологические данные.

С этой целью были применены радиозонды типа Ланга, снабженные небольшим передатчиком, работающим на волне около 80 м. Сигналы, посылаемые радиозонда-

¹ Прежде всего в окрестностях Еленей Гуры: в 1948 г. во время экспедиции Института планеризма, в 1950 г. во время экспедиции Авиационной лиги и в 1951 г. во время экспедиции Авиационной лиги и Государственного гидрометеорологического института.

ми, принимались с помощью 11-лампового супергетеродина в виде перерывов (исчезновения в приеме) в однообразном звуке, имеющем тон телефонного гудка. Их регистрировали на спаренном с радиоприемником самопишущем приборе, который имел вращающийся барабан с часовым механизмом, покрытый закопченной миллиметровой бумагой. На этом барабане соответствующим образом сконструированное перо в период подачи сигналов выскабливало белую линию. Из промежутков между ними и сигналом времени высчитывали величину измеряемых метеорологических элементов. Эти данные после соответствующей обработки наносились на аэрологические графики. Анализ нанесенных на эти графики вертикальных изменений температуры и влажности с высотой вместе со сравнением этих данных с диаграммами вертикальных движений восходящих и нисходящих токов, встречаемых радиозондом, позволили сделать интересные выводы относительно условий, способствующих возникновению вынужденных волновых движений. Чтобы разобраться в результатах, получаемых с помощью этого метода, разберем взлет радиозонда, произведенный в районе Еленей Гуры 8 декабря 1951 г. в 12 ч. 54 м. на высоту 12 449 м над уровнем моря (рис. 3).

Кривая стратификации *A* показывает ряд термических задерживающих слоев: инверсионные слои *I*, *II*, *IX*, изотермические слои *III*, *VI*, *VIII* и слои с замедленным падением температуры с высотой с очень маленьким вертикальным температурным градиентом, составляющим около $0,1-0,3^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м подъема, — *IV*, *V*, *VII*.

Инверсия *I* является продолжением ночной инверсии от излучения. Инверсия *II* возникла в результате нисходящего движения воздуха на подветренной стороне горного хребта. Ее нижняя поверхность является границей, до которой опустился в момент произведения взлета радиозонда горный ветер, который, как известно, не сразу опускается ко дну долины¹.

Расположенные выше термические задерживающие слои были разного происхождения. Увеличение скорости

¹ Скорость и направление ветра у поверхности земли на аэродроме Еленей Гуры были в этот день следующими: 09.00—ЗЮЗ — 1 м/сек, 11.05—ЗЮЗ — 3 м/сек, 10.05—СЗ — 1—2 м/сек, 15.05—ЮЗ — 8 м/сек.

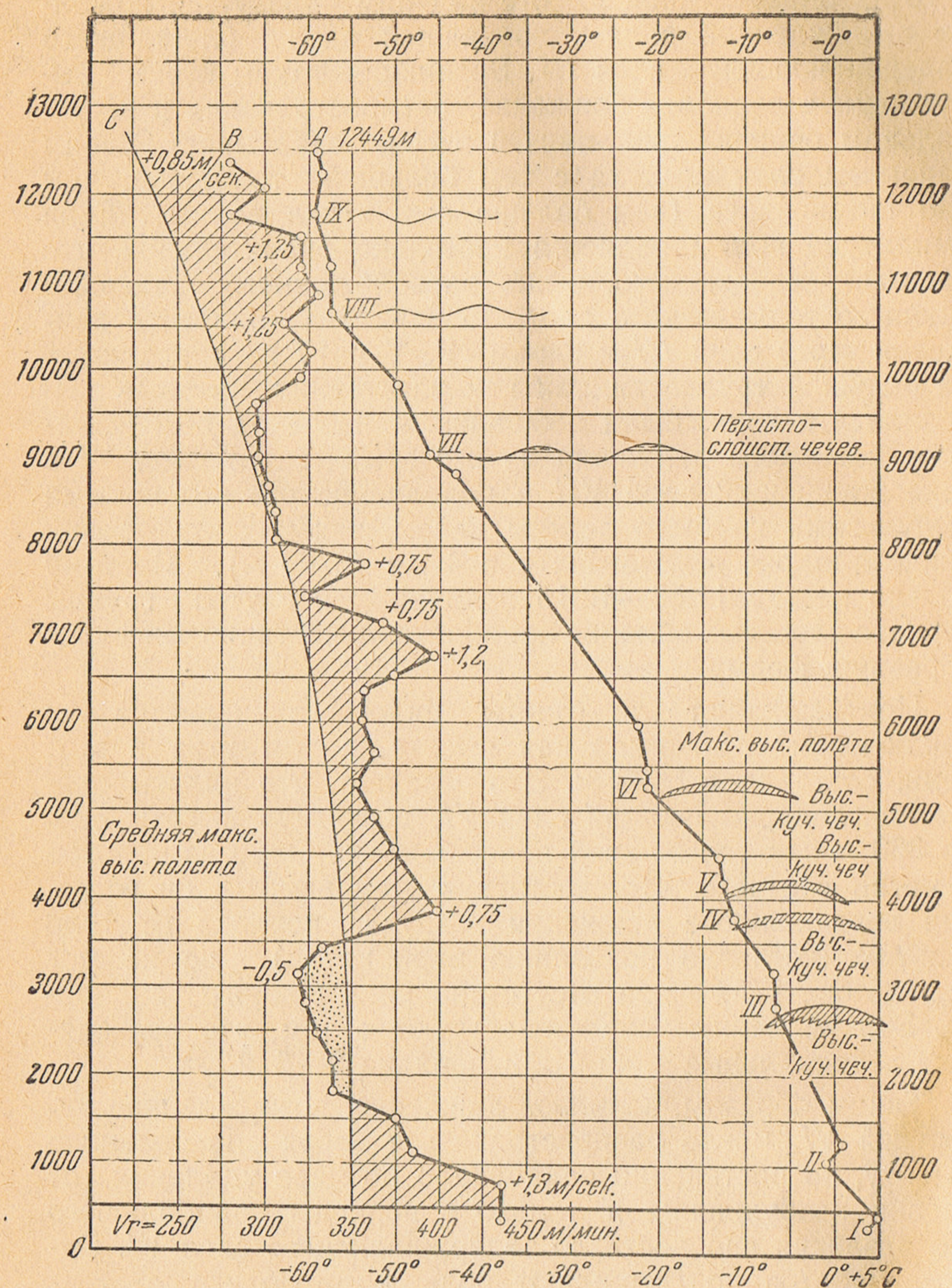


Рис. 3. Результаты зондирования атмосферы 8.XII 1951 г. в окрестностях Еленей Гуры

ветра, проходящего над хребтом Карконоши¹, вызывает засасывание воздуха в направлении склона, вследствие чего на определенной высоте над ним образуется ложбина вынужденной волны, возникшей вдоль ближайшего задерживающего слоя *III*. Возникшее таким путем вынужденное волновое движение, распространяясь в вертикальном направлении вниз и вверх, охватывает своим влиянием слои воздуха с тем большей толщиной, чем оно интенсивнее (чем больше амплитуда волны). Если амплитуда волны является настолько значительной, что достигает следующего, выше расположенного задерживающего термического слоя, то передача волнового движения через слой *III* к слоям *IV*, *V* и *VI* не представляла большой трудности, так как расстояния, которые разделяли эти слои, были небольшими. Переход вынужденного волнового движения из изотермического слоя *VI* в задерживающий слой *VII* и пополнение его все новыми импульсами не было легким делом, так как эти уровни разделяло расстояние почти в 4 км (3700 м). Поэтому только между 11.50—12.15 появившиеся с утра группы перисто-слоистых облаков приобретали частично чечевицеобразную форму.

Подтверждают ли отчеты пилотов-планеристов эти заключения? Максимальная высота, достигнутая в этот день, составляла 5625 м. Это означает, что пилоты превысили задерживающий слой *VI*, достигнув высоты около 350 м над его нижней поверхностью. Один из пилотов отметил в отчете, что, достигнув этой высоты, он встретил вертикальные движения воздуха порядка от 1 до 5 м/сек (согласно показанию вариометра), но не мог использовать их из-за отсутствия кислородного аппарата. Эти величины свидетельствуют о том, что восходящие вертикальные токи были порядка 2—6 м/сек.

Таким образом, волновое движение, возбужденное инверсией *VI*, могло распространяться вверх на большую высоту, но постепенно ослабевало по мере удаления от уровня возбуждения и только в периоды наибольшего его развития оно достигло задерживающего слоя *VI*. Отчеты пилотов подтверждают роль, которую играют тер-

мические задерживающие слои в возбуждении и перемещении вынужденных волновых движений. Если они играют такую роль, которую мы им приписываем, то вдоль них волновые движения должны быть самыми интенсивными и должны образовываться чечевицеобразные облака. В самом деле, из отчетов явствует, что чечевицеобразные облака находились на высоте порядка 3000, 4000 и 5500 м, т. е. в соответствии с расположением термических задерживающих слоев.

Полеты радиозондов использовались также для измерения скорости вертикальных токов на отдельных уровнях. Полученные результаты приведены на рис. 3, кривая *B*. Кривая показывает действительные скорости, с какими поднимался радиозонд в этот день. Путем сравнения со скоростями подъема радиозонда в атмосфере, лишенной вертикальных движений (кривая *C*), можно было высчитать скорости вертикальных токов, имевшихся в момент полета радиозонда через данный слой воздуха. Если скорость подъема радиозонда была меньше «нормальной», то это означало, что радиозонд попал в зону нисходящих токов. Получение радиозондом скоростей, больше «нормальных», было признаком того, что он встретился с восходящими вертикальными токами. Радиозонд, сносимый ветром, не находился преимущественно в зонах самых сильных восходящих и нисходящих движений, и поэтому полученные величины не показывают максимальных скоростей вертикальных токов (см. табл. 2). Однако они определяют зоны вертикальных восходящих и нисходящих движений.

Из кривой *B* мы видим, что вертикальные движения, скорости которых достаточны для набора планерами высоты, имелись 8 декабря 1951 г. до высоты порядка 7,5 км. Максимальная высота, достигнутая в этот день, составляла 5625 м, причем на этом уровне имелись вертикальные движения порядка 1—1,5 м/сек. И если бы пилот имел кислородный аппарат, возможно он достиг бы вычисленной нами высоты 7,5 км. Следует при этом заметить, что если бы пилоты, достигшие максимальной высоты в период ослабления вынужденного волнового движения, имели кислородные аппараты и пробыли в воздухе период кризиса, используя на максимальной высоте вертикальную скорость от 0,1—0,2 м/сек, то они дождались бы через некоторое время усиления волнового движения и могли бы иметь лучшие результаты,

¹ 8 декабря 1951 г. на горе Снежке с утра дул юго-западный ветер со средней скоростью 25 м/сек, который затем около 19.00 повернул на юго-юго-западный и увеличил скорость до 30—35 м/сек.

Таблица 2

Средние скорости движений,
встреченных в полете большинством планеристов,
стартовавших с аэродрома в Еленей Гуре
8 декабря 1951 года

Высота над уровнем моря, м	Средняя скорость подъема планера по вариометру, м/сек
1500—2000	4—6
2800—4400	2
4400—5400	0,5
5400—5700	0,1—0,2

чем были ими получены в среднем в этот день (4500 м).

Диаграмма скоростей подъема радиозонда указывает еще на одно характерное явление: после отсутствия на протяжении 1,5 км вертикальных токов (между высотой 8 и 9,5 км) на кривой В наблюдается вторичное их появление со скоростью не менее 1,5 м/сек. Этот факт подтверждает теорию существования вторичных вынужденных волн. Эти волны, образующиеся в результате возбуждения их первоначальными волнами, создают летные условия только с высоты 6—8 км (см. рис. 15).

Из вышесказанного следует, что переход парения на волну II позволит повысить результаты набора высоты до больших высот, чем до сего времени достигнуты в окрестностях Еленей Гуры (9,5 км). Рассмотренные здесь случаи вертикальных движений в атмосфере можно обнаружить и при анализе других полетов радиозондов, что вполне подтверждает наши рассуждения.

Поверхностный анализ одного из полетов радиозондов, разумеется, не дает полной картины результатов, которые достигнуты зондажем атмосферы непосредственно в районе вынужденных волновых движений. Он указывает лишь, насколько полезным оказалось изучение атмосферных волновых движений при использовании радиозондов в сочетании с непосредственными докладами планеристов, совершивших в этот день полеты на вынужденной волне.

ОБЛАКА ВОЛНОВЫХ ТОКОВ

Облака волнообразного вида. Под термическими задерживающими слоями, вдоль которых развиваются вынужденные волновые движения, наблюдается преимущественно большая относительная влажность. Даже вынужденным волнам очень часто сопутствуют волновые облака в виде параллельных полос, тянущихся в одном направлении (фото 4) или в двух направлениях (фото 5). Это так называемые случаи наложения друг на друга двух разных волновых движений — вынужденных и свободных.

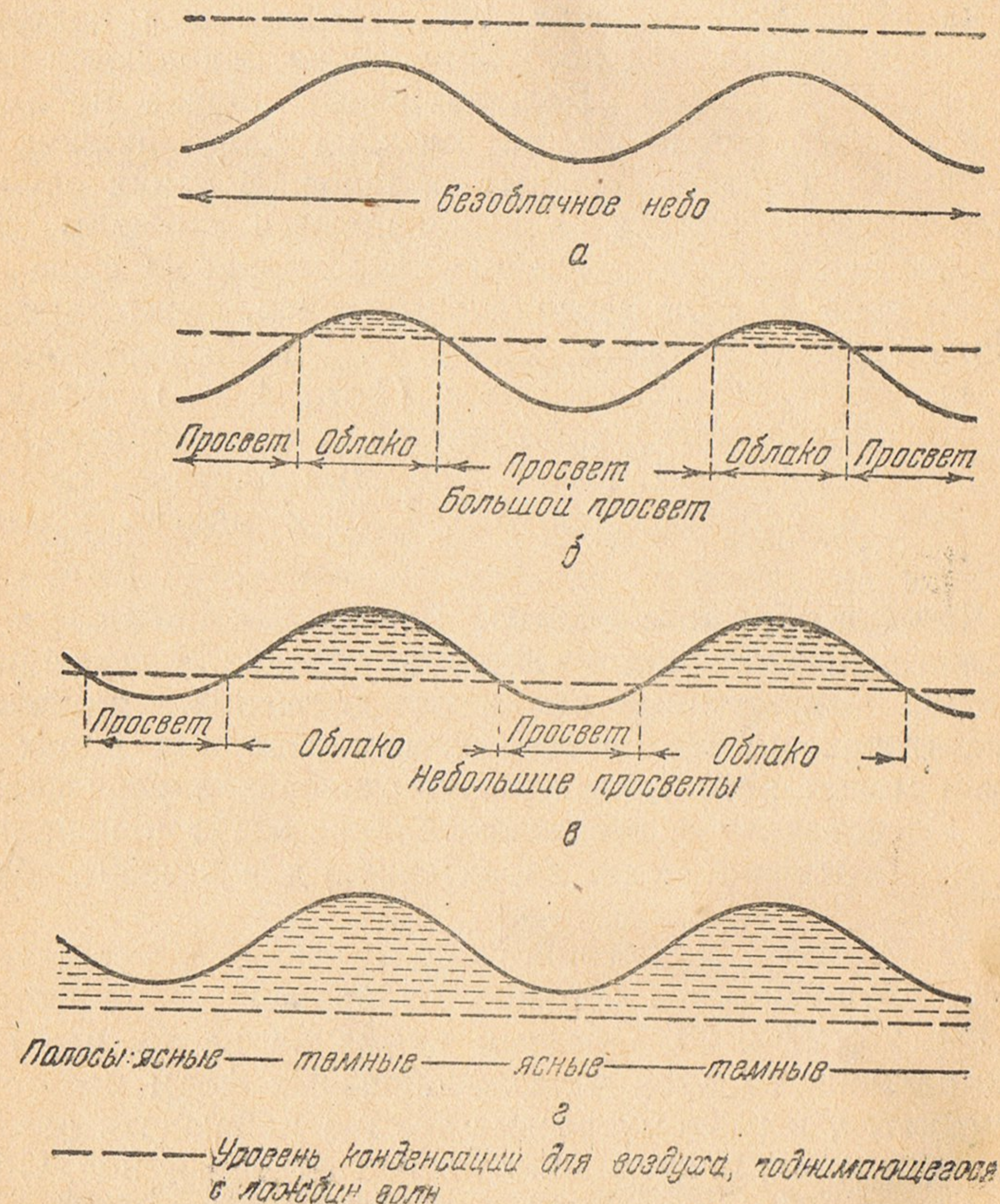


Рис. 4. Возникновение параллельных полос волновых облаков при различной относительной влажности

Величина интервалов между отдельными полосами в основном зависит от степени относительной влажности (рис. 4). При стопроцентной относительной влажности или немного отличающейся от стопроцентного насыщения воздуха просветы вообще не наблюдаются, а ложбины волн отличаются только изменением окраски облаков (фото 8).

Обширные группы такого рода волнообразных облаков, полностью покрывающих небо, растягиваются прежде всего вблизи старых окклюдированных фронтов. Волнообразные облака могут наблюдаться одновременно на нескольких уровнях под термическими задерживающими слоями, под которыми также появляются чечевицеобразные облака. Волнообразные облака наблюдаются в виде ряда полос, видимых на фоне нижних поверхностей чечевицеобразных облаков. В таких случаях волнообразные облака не перемещаются с общим движением ветра, а стоят внешне неподвижно на фоне голубого неба. О силе вертикальных токов, сопутствующих волнообразным облакам, можно судить по вертикальному строению отдельных полос (фото 4 и 5). Волнообразные облака могут наблюдаться в виде перисто-кучевых, высоко-кучевых, высоко-слоистых плотных, слоисто-кучевых и слоистых (фото 2, 4, 5) и иногда кучевых (фото 19).

Чечевицеобразные облака. Тщательное наблюдение и анализ происходящих явлений в облаках, находящихся в зонах вынужденных волновых движений, позволяют констатировать, что во всех десяти основных видах облаков может развиваться вынужденное волновое движение. Следовательно, все виды облаков могут приобретать форму, более или менее характерную для чечевицеобразных.

Примерами, иллюстрирующими эти утверждения, могут служить виды облаков, изображенные на фото 3, 23, 24, 26, 27 и 28. Обратим внимание на то, что небо при наличии облаков чечевицеобразных форм постоянно изменяется, и поэтому весьма трудно наблюдать различные изменения, происходящие в них одновременно. Облака чечевицеобразных форм появляются в гористой местности от 10—20 до нескольких десятков раз в год. Чаще всего они наблюдаются в переходные времена года, т. е. в марте — апреле и в октябре — ноябре.

Чечевицеобразные облака располагаются параллельно горным хребтам, а так как направление ветра перпендикулярно склону, то они одновременно перпендикулярны и к направлению ветра, господствующему на уровне их расположения.

В данных условиях эти облака стоят неподвижно на определенном расстоянии от склона или газового препятствия, которое их образовало. В нижних слоях случается, что чечевицеобразные облака, расположенные ближе к основанию гор, отходят от них. Продольная растянутость чечевицеобразных облаков обычно бывает от нескольких километров до нескольких десятков километров, а поперечная — от нескольких сот метров до 100 км. Изменения их форм, а также незначительное перемещение в параллельном и перпендикулярном к горным хребтам направлениях происходит почти непрерывно. Поверхности этих облаков отчетливо разграничены и выравнены, причем края их часто меняют окраску. Иногда их поверхности разорваны, тогда волновые движения носят характер турбулентности, которая не очень интенсивна. Передние четко выраженные края чечевицеобразных облаков обычно расположены на 100—200 м выше, чем тыловые, слабее выраженные. Это происходит потому, что частицы облака после пересечения уровня конденсации с общим нисходящим движением воздуха требуют определенного периода времени на испарение.

Передними частями волновых облаков мы называем те носимые части облаков, которые находятся на их предветренных сторонах, а понятие передней части облаков с вертикальным строением определяется наоборот. Таким образом, подлетая с ветром к облаку с вертикальным строением, мы встречаем его тыловую часть

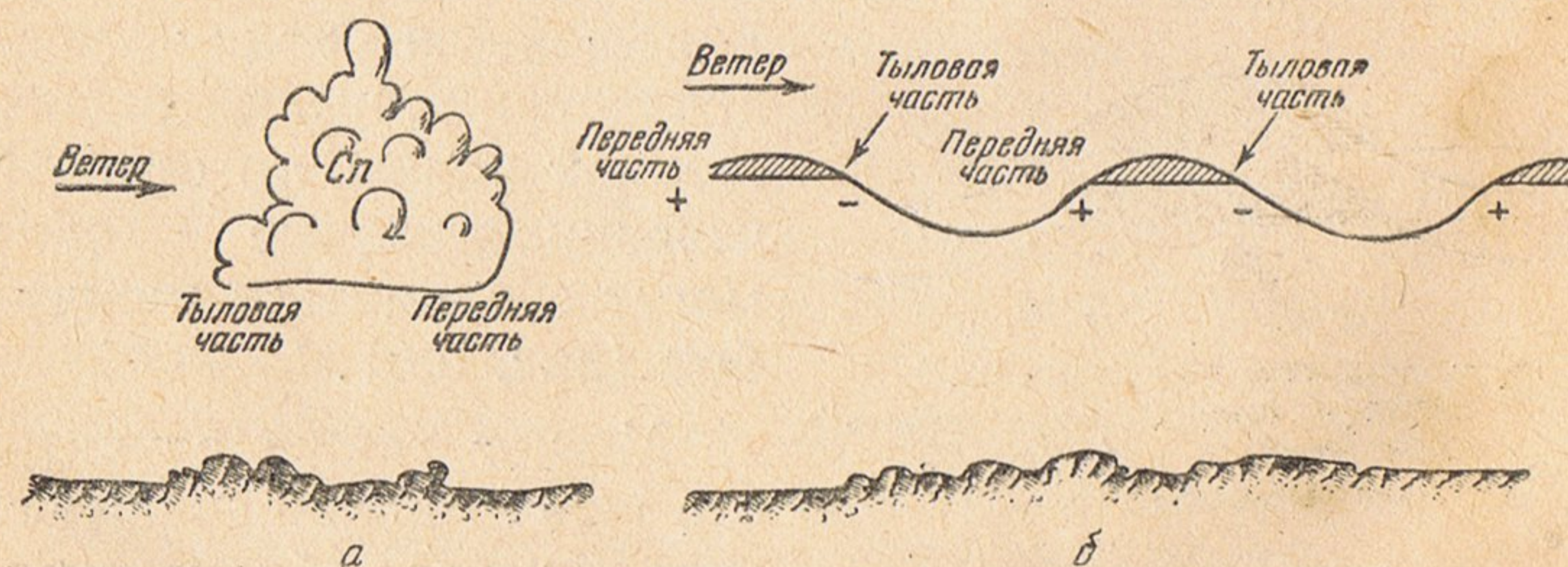


Рис. 5. Графическое сопоставление понятий «передняя» и «тыловая» части облака

(рис. 5,а), в то же время, приближаясь с ветром к волновому облаку, мы встречаем его переднюю часть (рис. 5,б).

Основания самых низких отдельных чечевицеобразных облаков лишь иногда находятся ниже 3000 м, за исключением слоисто-кучевых чечевицеобразных и слоистых чечевицеобразных облаков, которые, однако, не играют большой роли во время волновых полетов. Добавим, что основания облаков чечевицеобразных форм довольно часто вогнуты, так что планер, летая под основанием, может иметь ограниченную видимость уровня (фото 23). Вертикальное развитие отдельных чечевицеобразных облаков составляет обычно несколько сот метров (200—600) и сравнительно редко превышает 1000 м.

В горной местности чечевицеобразные облака часто появляются одно над другим, образуя многоярусные группы, средние части которых иногда соединяются между собой и образуют единый облачный слой. Автор неоднократно наблюдал шестиярусные чечевицеобразные облака (фото 23), а при благоприятных условиях количество ярусов может быть намного больше (фото 27). На равнинной местности явление многоярусности наблюдается значительно реже, при этом наблюдается не больше двух-трех ярусов. Если гребень самой низкой волны не превышает уровня конденсации выше расположенной волны, то чечевицеобразные облака не соединяются между собой (рис. 6,а).

Однако, если в результате небольшого расстояния между слоями, большой относительной влажности и большой амплитуды волн наступит переход через ниже расположенную волну уровня конденсации выше расположенной волны, то отдельные чечевицеобразные облака могут соединиться между собой (рис. 6,б).

Может также случиться, что уже существовавшее слоисто-кучевое облако превратится в чечевицеобразное.

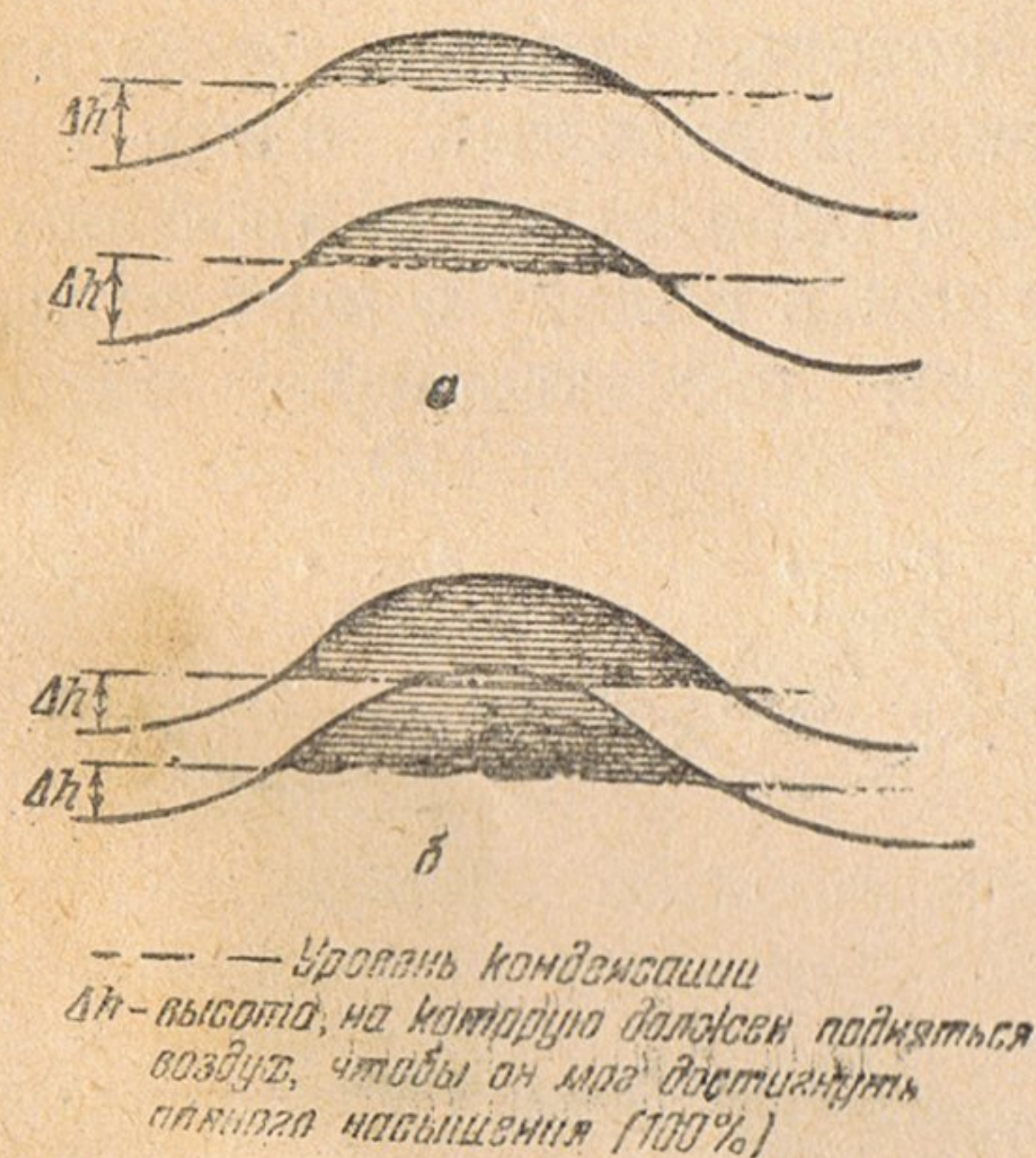


Рис. 6. Различные ярусы чечевицеобразных облаков

Тогда, по крайней мере в своей первой стадии развития, оно создает единое облако, волновое строение которого обозначено только по краям (фото 27).

Чечевицеобразные облака довольно часто появляются в виде мощно развитых в горизонтальном и вертикальном направлениях (фото 24). Вертикальное развитие облаков колеблется в границах 2—5 км, так что их вершины достигают уровня перистых облаков. Тогда облака покрывают полностью или почти полностью небосвод. Довольно часто им сопутствуют меньшие или большие прояснения вблизи подветренных горных склонов. Волновое строение этих облаков можно определить по наличию продольных потемнений, выделяющихся на фоне однообразного облачного покрова. Эти потемнения наблюдаются даже после начала выпадения осадков. Случается, что то, что мы принимаем за потемнение (уплотнение) облака, на самом деле является отдельным чечевицеобразным облаком, находящимся на фоне однообразного слоя выше расположенных облаков.

Волновые полеты в таких метеорологических условиях очень трудны для пилотирования, так как даже имеющиеся прояснения со стороны гор могут исчезнуть, когда ветер изменит направление, приближаясь к параллельному относительно склона. В результате возникает необходимость пробивать облака и искать место посадки при выпадении дождя или, что хуже, снега. Мы не можем также забывать, что обледенение в этих облаках интенсивно растет.

Расположения облаков, сопутствующие вынужденным волновым движениям, вызванным горным рельефом, можно разделить на четыре основные группы. В первой из них чечевицеобразные облака появляются в виде отдельных облаков, находящихся на одном или нескольких уровнях (рис. 7,а). Причем самые высокие из них наблюдаются в виде перистых и перисто-кучевых облаков, не покрывающих всего неба, или, реже, в виде высоко-слоистых просвечивающихся облаков. Вторая группа облаков наблюдается в тех же условиях, что и первая группа, но отличается от нее тем, что отдельные ярусы чечевицеобразных облаков частично соединяются между собой (рис. 7,б). В третьей группе наблюдаются чечевицеобразные облака, такие же как в первой и второй группах, однако под ними находится уже однород-

ная группа высоких облаков вида перисто-слоистых или средних вида высоко-слоистых плотных, под которыми могут наблюдаться полосы выпадения осадков, не достигающих поверхности земли, или даже могут наблюдаться небольшие осадки перерывами, достигающие поверхности земли (рис. 7, в).

Четвертая группа наблюдается тогда, когда фронт находится в непосредственном соседстве с горными хребтами. Вертикальное развитие облаков волнового строения доходит в этом случае даже до 4—5 км, причем по их внешнему виду часто трудно установить, что мы

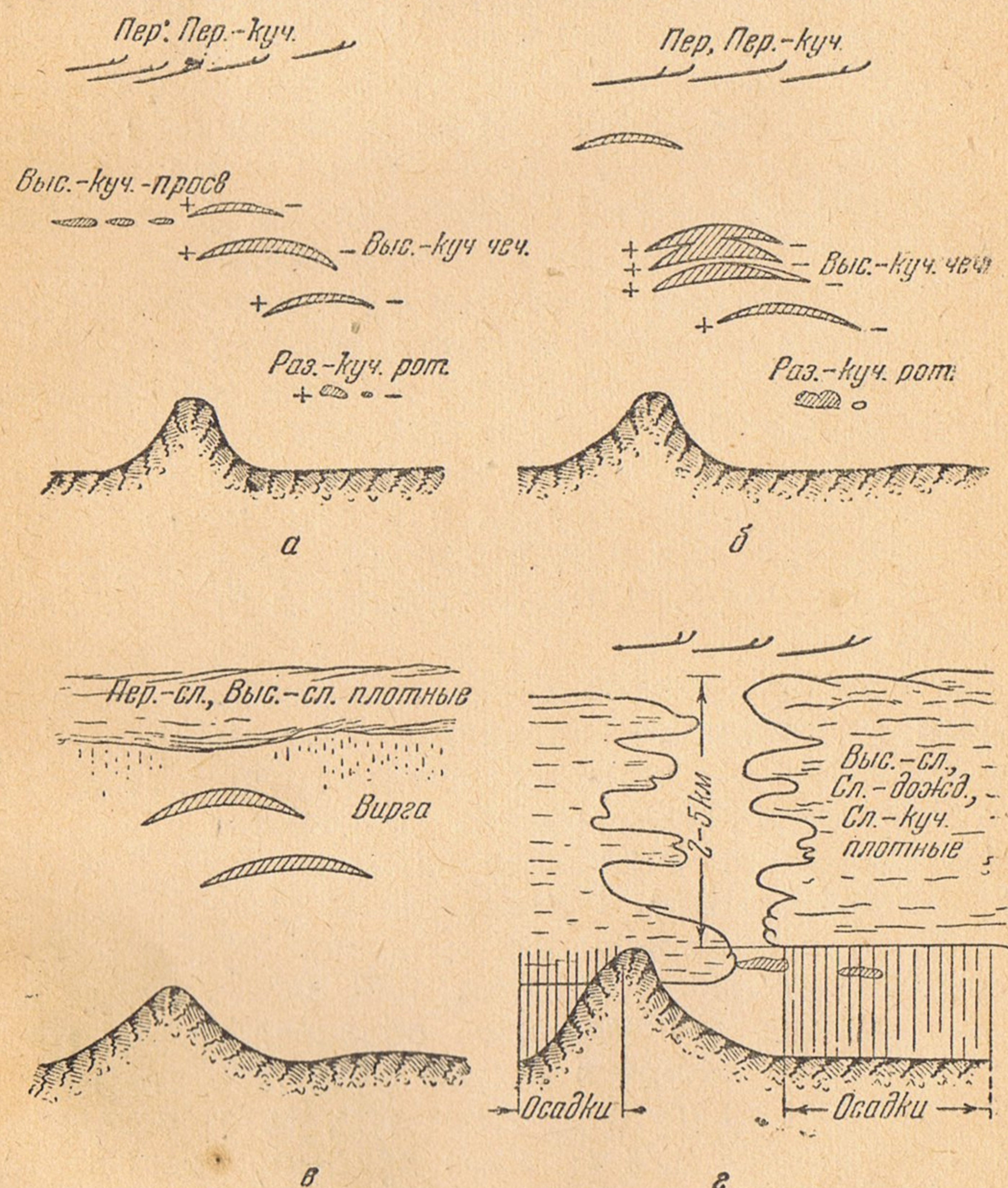


Рис. 7. Основное расположение чечевицеобразных многоярусных облаков

имеем дело с чечевицеобразными облаками вида высоко-слоистых или слоисто-дождевых. Из этих облаков в их волновой стадии развития временами выпадают обложные осадки.

Чечевицеобразные облака имеют двойное происхождение. Большинство из них образуется непосредственно в зоне существования волновых движений. Часть облаков возникает путем превращения существовавших уже ранее неволновых облаков с момента нахождения их в области вынужденных волновых движений. Так, например, если на наветренной стороне возвышенности уже существует группа облаков, то после перемещения их с ветром на подветренную сторону они попадают в зону волнового стационарного движения, если это движение распространяется до уровня их нахождения. Тогда наступает их быстрое превращение в чечевицеобразные облака (фото 26, 27). Если превращению подвергаются местные группы облаков, состоящие из отдельных частей (фото 26), то образовавшиеся из них чечевицеобразные облака выглядят, по крайней мере в первой фазе, так, как если бы они находились в стадии распада. В относительно короткое время они должны, однако, начиная с середины, уплотниться и превратиться в обычные чечевицеобразные облака. Если же они сохраняют свой расчлененный вид, то это является доказательством того, что волновое движение слабо выражено и его нельзя практически использовать. Если же превращающиеся облака обнаруживают стремление к уплотнению и соединению отдельных частей в одно целое, то, несмотря на их малый размер, они являются предвестниками создания хороших летных условий¹. Не раз их невзрачный вид вводил в заблуждение пилотов-планеристов, и поэтому следует различать обычные чечевицеобразные облака, находящиеся в состоянии распада, от невзрачных на первый взгляд облаков, находящихся в стадии превращения в типичные чечевицеобразные облака. В первом случае мы видим прогрессивный распад облаков, в другом — их постепенное развитие.

¹ Здесь автор под наличием «хороших летных условий» подразумевает наличие хорошо развитого волнового движения, часто используемого планеристами во время полетов. Однако надо иметь в виду, что известно много случаев, когда полеты самолетов в этих волнах кончались аварией, часто с трагическим исходом. — Прим. ред.

Заметим еще, что почти во всех случаях появления в гористой местности чечевицеобразных облаков самое позднее после 24 часов наступает ухудшение погоды или ее изменение.

Облака роторов. Облака, образующиеся в верхних частях вихрей с горизонтальными осями, называемых роторами, имеют различные формы. Однако чаще всего эти облака имеют вид разорванно-кучевых, с небольшим вертикальным развитием и порванными подвижными

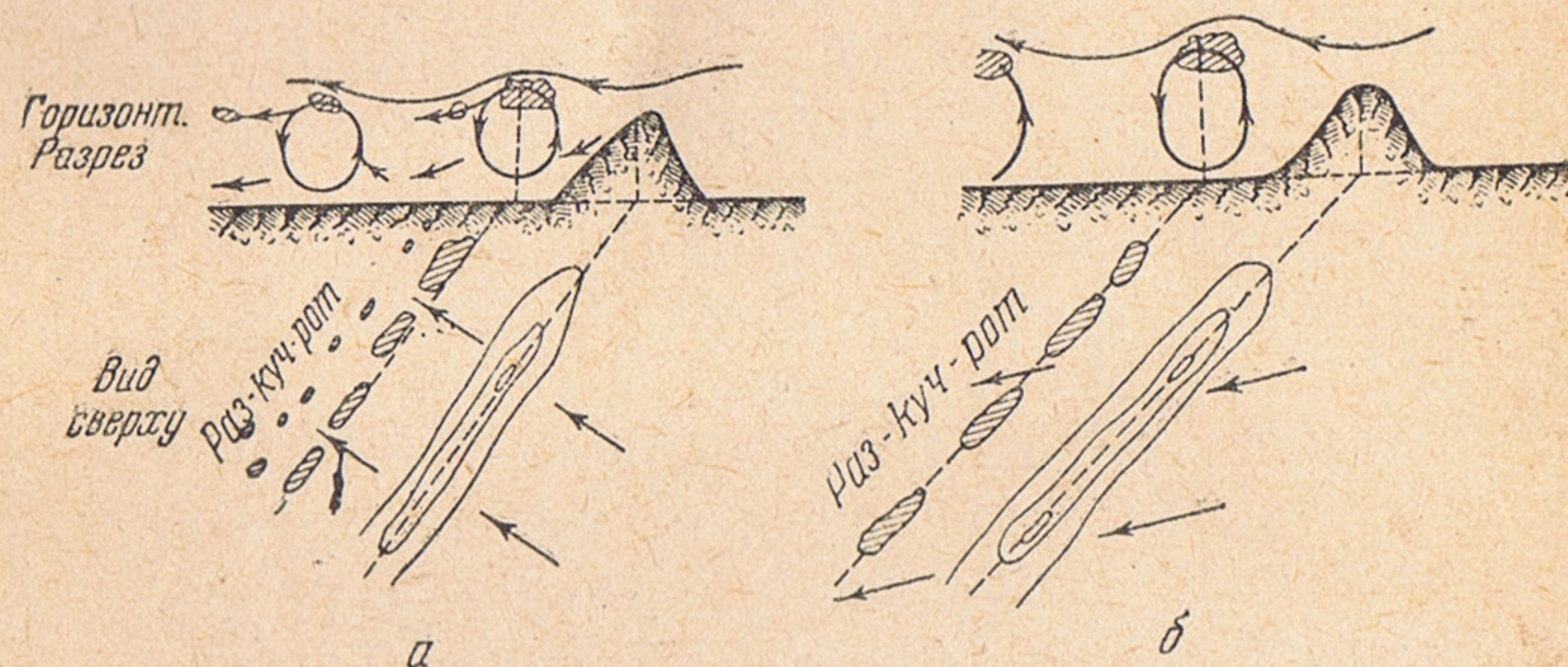


Рис. 8. Относ роторных облаков с ветром

краями, отдельные небольшие детали которых непрерывно появляются и исчезают (фото 25). Иногда облака роторов приобретают форму шляпок грибов или напоминают своей формой кучевые облака в хорошую погоду. Случается также, что они приобретают вид однообразных, горизонтально расположенных валов с плоским основанием и сильным вертикальным развитием.

Роторные облака разорванно-кучевых форм при ветре, дующем в направлении гор под углом, приближающимся к прямому углу, постоянно возникают на вершинах роторов, но одновременно сносятся ветром (рис. 8,а). После отрыва от ротора происходит быстрое исчезновение облаков в результате отсутствия конденсационного импульса и сильного турбулентного смешивания отдельных обрывков облаков с окружающим воздухом. Полоса роторных облаков тянется непрерывно, так как на месте отрывающихся облаков немедленно возникают новые. Если направление ветра составляет с хребтом горы угол меньше прямого, то из полос роторных облаков не отрываются отдельные их элементы, а наступает только сдвиг с ветром вдоль горизонтальной оси ротора, параллельной

горной цепи (рис. 8,б). Понятно, что вертикальные движения проявляются только перед роторными облаками или ниже их, а исчезают почти немедленно после отрыва от них.

Образование роторных облаков свидетельствует о сильном развитии вынужденных волновых движений и указывает на положение полос вертикальных движений. На этот последний факт следует обращать особое внимание, когда отсутствуют чечевицеобразные облака или они имеют не очень отчетливые формы (например, высоко-слоистые чечевицеобразные). Основания роторных облаков колеблются обычно в границах 1000—1500 м.

Иногда вместо роторных появляются кучевые облака, быстро перемещающиеся с общим движением ветра, в которых, однако, распределение вертикальных движений другое, чем в обычных кучевых облаках.

Облака, сосуществующие с чечевицеобразными. С облаками вида чечевицеобразных связано появление или просто сосуществование нескольких других видов облаков, прежде всего вдоль тех же пограничных слоев, вдоль которых существуют вынужденные волновые движения. Благодаря этому низ чечевицеобразных облаков бывает иногда полосатым. Некоторые элементы оснований чечевицеобразных облаков приобретают иногда вид вымеобразных (Маматус). Бывает, что между термическими задерживающими слоями наступает большое вертикальное падение температуры. Тогда из чечевицеобразных облаков, расположенных вдоль нижней поверхности задерживающего слоя, начинают расти башенкообразные облака вида Кастелятус.

В зонах вынужденных волновых движений на чечевицеобразных облаках появляются иногда облака, основания которых с правильно расположенными полукруглыми углублениями являются как бы видоизмененными вымеобразными облаками, имеющими полукруглые провесы. Поэтому эти облака мы называли видом Антимаматус (фото 7). Они образуются как в гористой местности, так и в равнинной и являются при полном покрытии неба иногда единственным признаком, показывающим, что мы находимся в области вынужденного волнового движения.

Характерной формой, сопутствующей почти каждому сильно развитому вынужденному волновому движению,

вызванному неровностями рельефа, являются обширные группы облаков, называемые валом облаков феонового ветра. Облака феонового вала могут быть в наших условиях сведены в следующие группы облаков: слоисто-кучевые, слоистые, высоко-слоистые, слоисто-дождевые и кучевые, а иногда даже и кучево-дождевые. Они располагаются на наветренной стороне склона и обрываются вдоль горных хребтов на подветренных их сторонах в результате адиабатического нагревания за счет нисходящего потока. К облакам, тесно связанным с появлением вынужденных волновых движений, вызванных неровностями местности, принадлежат также роторные облака. Их взаимосвязь с чечевицеобразными облаками была уже описана, следовательно, мы не будем к этому возвращаться.

Обледенение в волнообразных облаках. Обледенение в волнообразных облаках бывает довольно слабое, поэтому даже в тех случаях, когда они покрывают все небо, можно легко выйти из угрожающей зоны. Обледенение в отдельных чечевицеобразных облаках бывает слабое или вообще не наблюдается даже и при температуре ниже 0°C ввиду очень малого размера охлажденных капель (диаметром меньше $1/1000$ мм). Обледенение в этих облаках происходит в виде слабого налета кристаллического льда, который забивает сопло измерителя скорости (тахометра) и покрывает с внешней стороны стекла кабины пилота. С обледенением планера не следует смешивать нарастание инея на внутренних поверхностях стекол кабины пилота, происходящих от насыщения воздуха в кабине влажностью от дыхания и от разности температур (свыше 10°C) между воздухом окружающей среды планера и воздухом, содержащимся в кабине. Избежать этого явления можно путем открытия бокового окошка для притока извне сухого воздуха.

В переходные времена года, когда чаще всего образуются волновые движения, вызванные неровностями местности, образование инея происходит обычно только выше 4000 м. Если волновое движение развивается внутри дождевых облаков (высоко-слоистых, слоисто-дождевых и кучево-дождевых), тогда обледенение приобретает опасный характер, свойственный этим облакам. Так, например, советский пилот Симонов, совершая в 1951 г. полет в окрестностях Еленей Гуры в очень тяжелых ат-

мосферных условиях, отметил в своем отчете, что после входа в мощную слоисто-дождевую облачность (слоисто-дождевая чечевицеобразная) стекла кабины покрылись дождевыми каплями и началось сильное обледенение в виде прозрачного льда. В метеорологической обстановке, чаще всего используемой для полета в подветренных волнах, обледенение не играет серьезной роли.

ВИДЫ ВОЛНОВЫХ ТОКОВ

Общие замечания. Вертикальные токи волнового характера связаны с образованием двух, отличающихся между собой видов волнового движения — стационарного и гравитационного. В связи с этим, принимая во внимание механизм их образования, мы должны различать две группы волновых токов.

К первой группе относятся:

- токи стационарных волн;
- токи стационарных волн феонового ветра;
- токи стационарных волн феонового ветра с наличием токов конвекции;
- токи стационарных фронтальных волн.

Ко второй группе относятся:

- токи гравитационных волн;
- токи свободных волн;
- токи свободных волн с наличием термической конвекции.

Токи волн феонового ветра. Развитие токов волн феонового ветра тесно связано с появлением и процессом развития горных нисходящих (катабатических) ветров, имеющих целый ряд местных названий. Наиболее распространенным в литературе является название «феоновый ветер», принятое для ветра этого типа, появляющегося на подветренной стороне Альп. В Польше этот ветер называется «хальным ветром», однако в дальнейшем мы будем придерживаться общепринятого названия «феоновый ветер».

Феоновый ветер возникает тогда, когда установится такое распределение давления, в результате которого над горной цепью происходит переваливание воздуха (рис. 9).

В начальной фазе своего развития феоновый ветер не достигает дна долин. Для перехода в следующую фазу развития необходимо такое расположение давления, что-

бы воздух приземных слоев интенсивно перемещался в сторону ближайшего района низкого давления, ибо тогда воздух, перемещающийся в направлении подветренных долин, не успевает наполнять их тем же количеством воздуха, которое из них уходит. На место уходящего воздуха оседает теплый воздух феонового ветра и полностью

заполняет подветренные долины. Так как одновременно с этим явлением к горному хребту приближается фронтальная поверхность, то этой фазе ветра сопутствует обычно ухудшение погоды и даже начало обложных предфронтальных осадков.

С возникновением феоновых ветров тесно связано явление образования вала облаков («феонового вала»). Так как появление над горными хребтами такого вала является признаком возникновения интенсивных волновых движений, то подробнее рассмотрим его виды. Предположим, что рассмат-

риваемый горный хребет одинаково возвышен по отношению к долинам, находящимся по обеим его сторонам. Тогда мы можем рассматривать следующие четыре основных случая.

Если уровень конденсации по отношению ко дну долины находится над горным хребтом, то вал облаков феонового ветра не образуется (рис. 10,а).

Он не будет также образовываться и в том случае, когда воздух на наветренных долинах остается неподвижным (не переваливает через горный хребет). Если этот уровень конденсации находится немного ниже горного хребта, то вал облаков феонового ветра не опускается вдоль подветренных горных склонов (рис. 10,б). Если уровень конденсации находится на небольшой высоте над уровнем долин, то сохранение вала облаков на подветренной стороне склона зависит от того, выпадают ли осадки на наветренной стороне. Когда осадки не выпадают, вал облаков феонового ветра глубоко опускает-

ся вдоль подветренного склона к низу долины (рис. 10,в). Если же на наветренной стороне склона вода, содержащаяся в облаках, выпадет в виде осадков, то на подветренной стороне вал облаков феонового ветра вскоре после начала выпадения осадков исчезает (рис. 10,г).

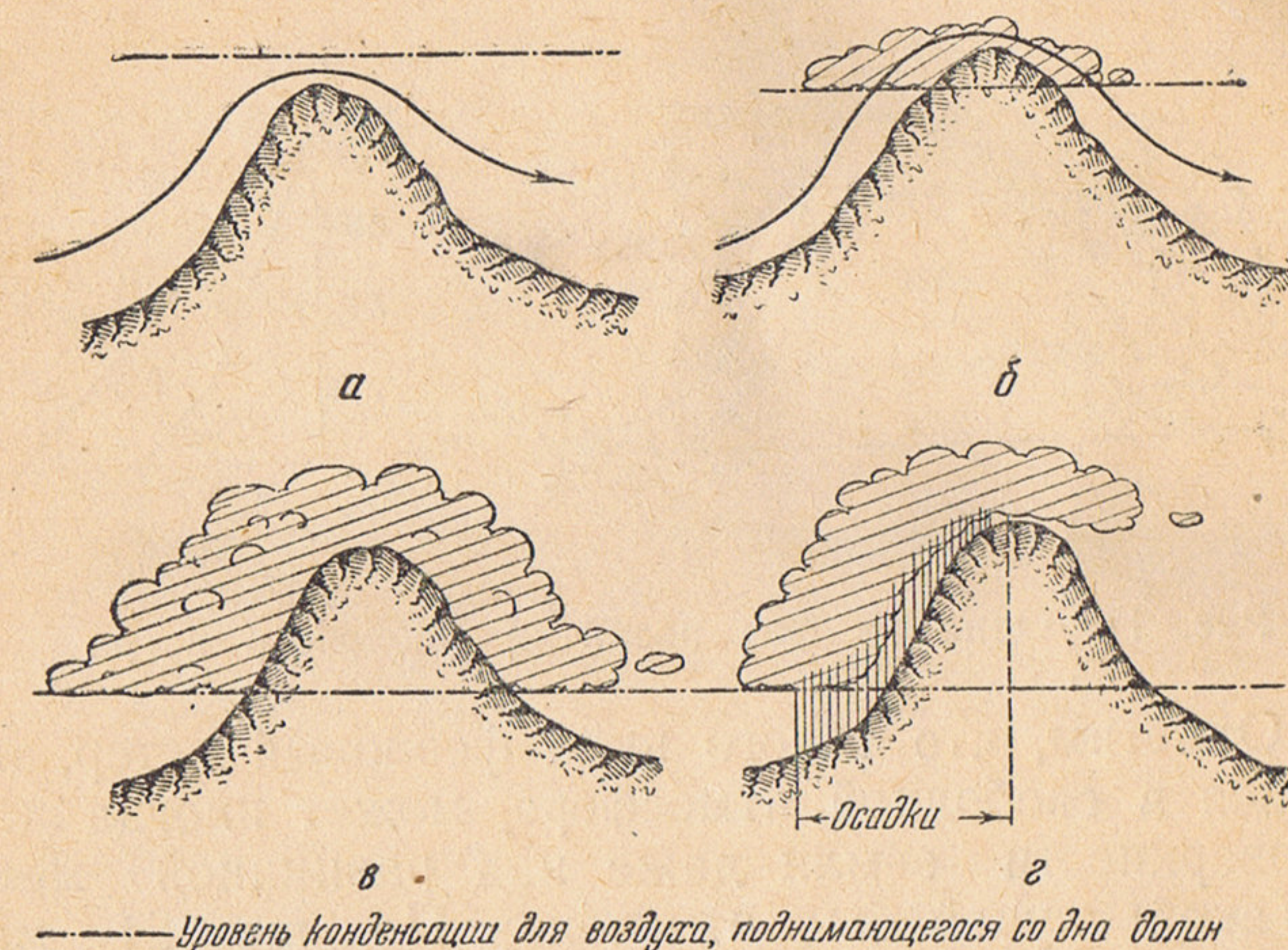


Рис. 10. Различные случаи образования вала облаков феонового ветра при условии, что уровень долин, окружающих горный хребет, с обеих сторон одинаков

Это происходит потому, что на наветренной стороне воздух, поднимаясь, расширяется и поэтому охлаждается на 1°C на каждые 100 м подъема до уровня конденсации. Это вызывает образование облаков, внутри которых от выделения скрытой теплоты поднимающийся воздух охлаждается уже примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м подъема. Если из образовавшихся облаков выпадают обильные осадки, то значительная часть влаги, содержащейся в облаках, выпадает из них. После перехода через горный хребет облака исчезают, так как небольшая часть влаги, которая осталась в них, быстро испаряется под влиянием нагревания от опускания воздуха (рис. 11).

Дальнейшее опускание воздуха вызывает уже нагревание на 1°C на каждые 100 м, и поэтому феоновый ветер, достигающий дна долин, приносит с собой неожиданное потепление и сильное падение относительной влажности (см. табл. 4).

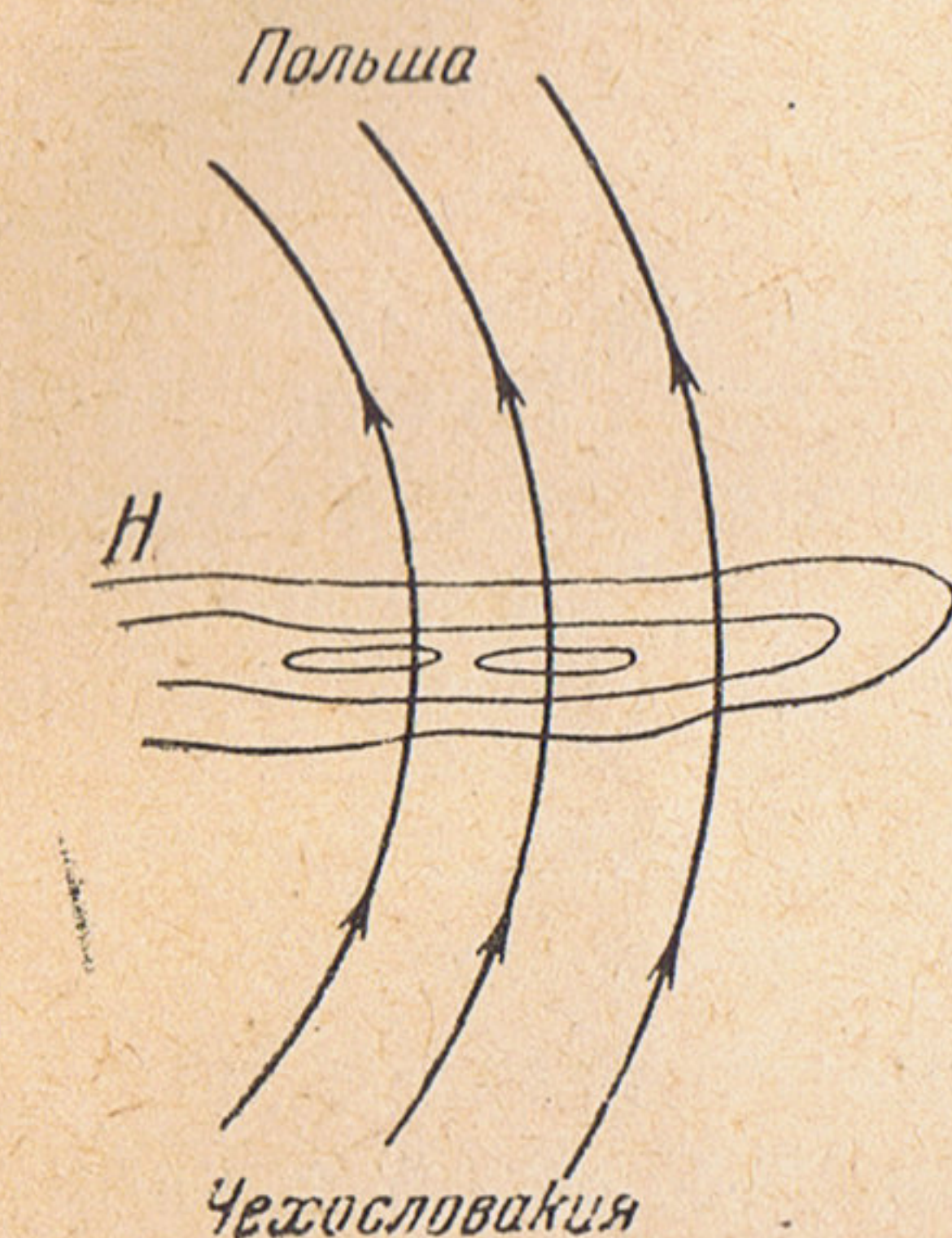


Рис. 9. Распределение давления, благоприятствующего возникновению феонового ветра

Кроме описанного типа феонового ветра, существует еще так называемый верхний феоновый ветер, связанный с наличием инверсии сжатия. Он возникает тогда, когда инверсия сжатия опустится ниже горных хребтов. Верхнему феоновому ветру сопутствует хорошая солнечная погода, во время которой можно достигнуть высоты

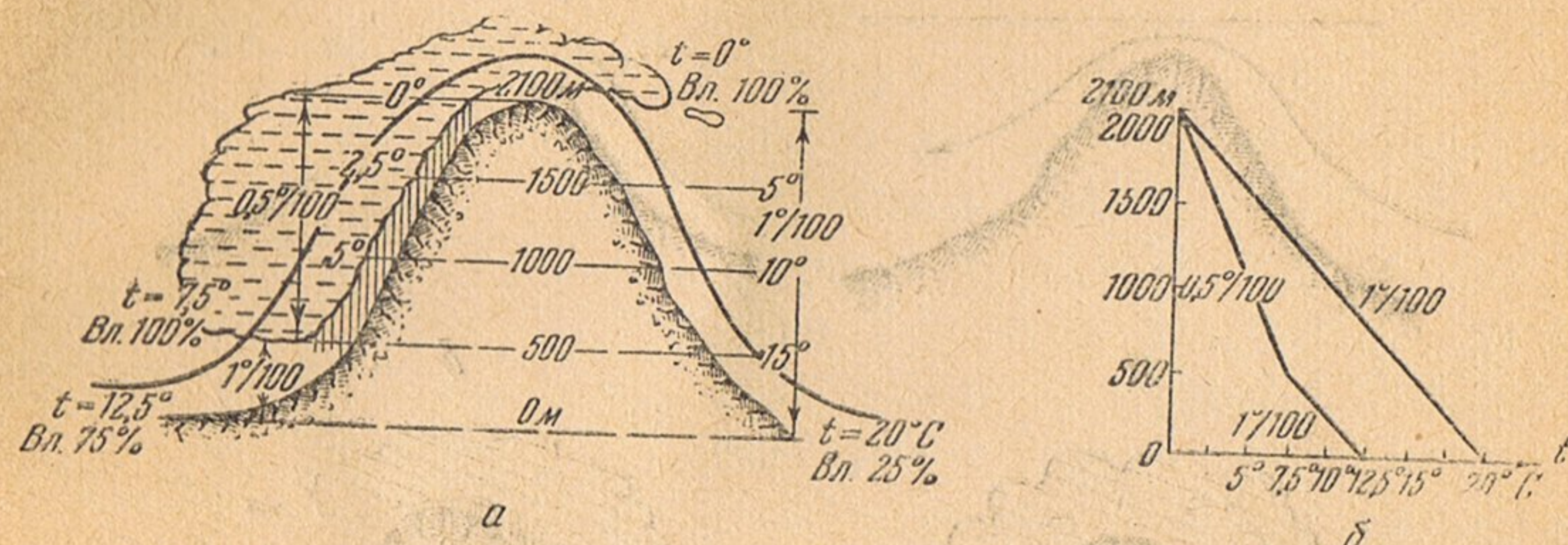


Рис. 11. Одна из фаз развития феонового ветра

5 км. Отметим, что такого вида феоновый ветер, появляющийся в свободной атмосфере, может иногда достигать поверхности земли даже над равнинной местностью. Такой случай был отмечен в Польше 21 марта 1931 г. В этот день стояла прекрасная солнечная погода, дул слабый южный ветер. Между 7 и 13 часами температура неожиданно повысилась до 21°C (в марте!) при одновременном очень сильном падении относительной влажности (до 10%). Это явление продолжалось в течение нескольких дней.

В Польше феоновый ветер наблюдается вдоль Карпат, Татр, Карконоши, а также в районе Свентокшиских гор, распространяясь в полосе шириной около 50 км, считая от вершин. Феоновый ветер чаще всего отмечается с середины октября до середины ноября, несколько меньше — с середины марта до середины апреля. В остальные времена года феоновый ветер наблюдается очень редко.

Заметим, что вынужденные волновые движения образуются также и во время нисходящего потока (ветра), который приносит похолодание, называемое в литературе «ветром бора». Бора в разных местах называется по-разному (например, на юге Франции его называют мистралем). Ветер такого рода в Польше не наблюдается.

Роторы. Воздух, перемещающийся над горным склоном с очень большой скоростью, на подветренной стороне

не склона медленнее засасывает движущиеся слои воздуха, расположенные ниже восходящих частей волн (рис. 12). Эти засасывания дают начало образованию роторного восходящего движения. Таким способом образуются вихри с горизонтальной осью, называемые роторами, которые имеют со стороны подветренного склона

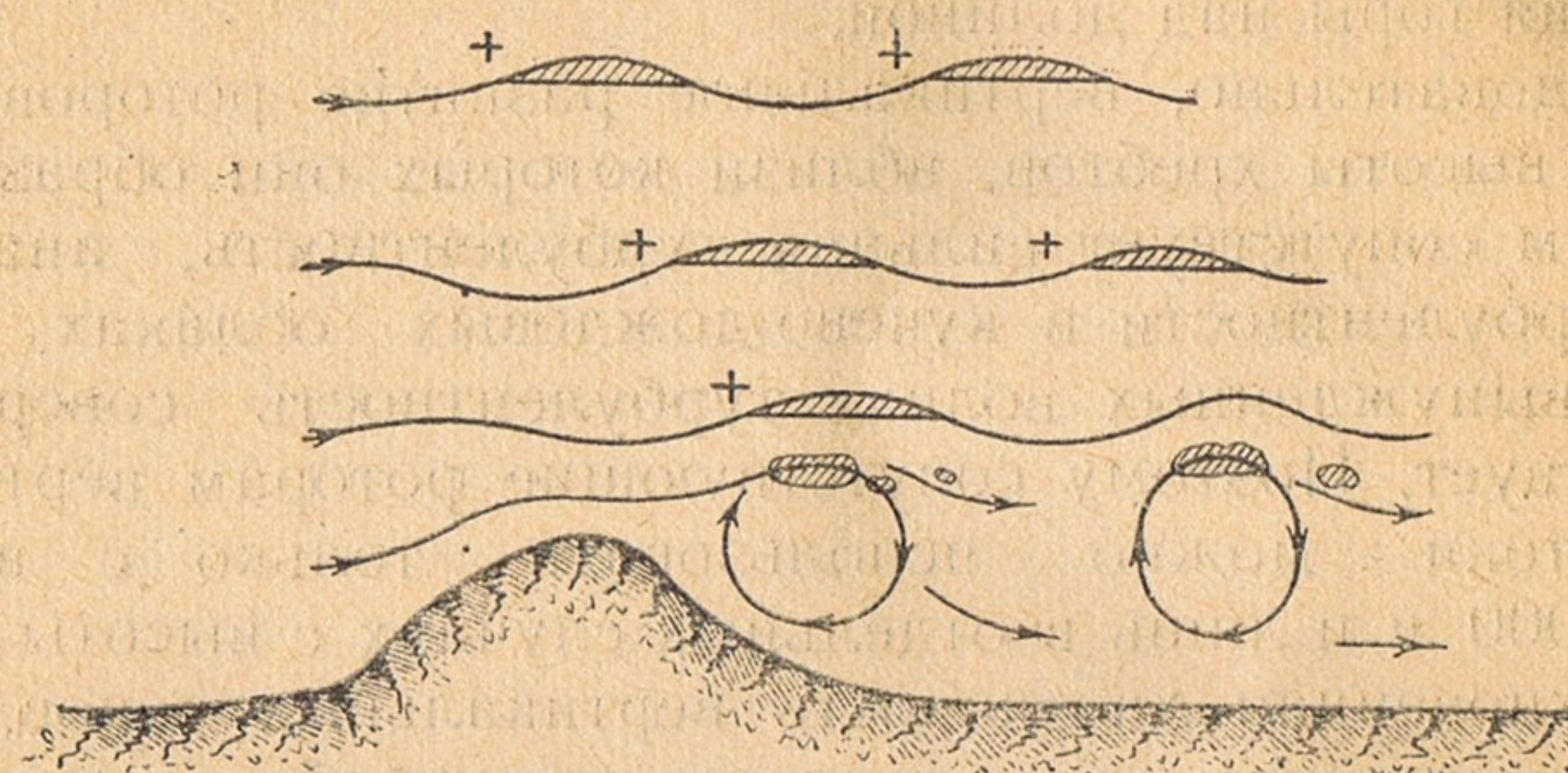


Рис. 12. Схема развития волновых и роторных движений, обусловленных неровностями местности

гор узкую и прерывистую полосу восходящих движений, а на противоположной стороне ротора — такую же зону нисходящих движений. Скорости вертикальных движений в отчетливо выраженных роторах колеблются от 5 до 10 м в секунду. Роторы имеют разрез, приближающийся к кругу, и наклонены в сторону ветра (рис. 13),

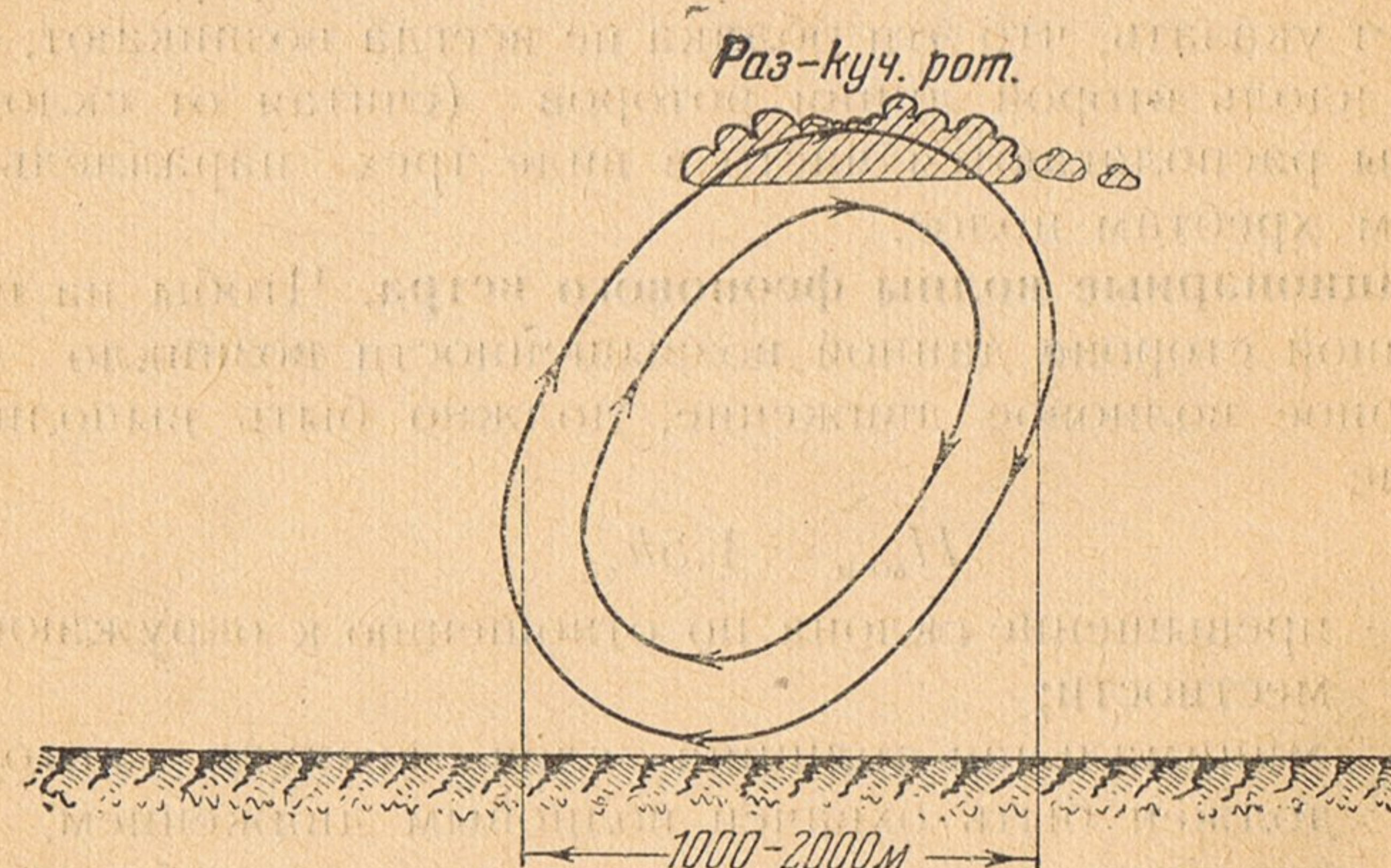


Рис. 13. Вертикальный разрез обычно встречаемого ротора

так что полоса восходящих и нисходящих движений находится под имеющимися роторными облаками. В Польше горизонтальный диаметр роторов колеблется в пределах 1000—2000 м и такой же высоты достигают по вертикали (за исключением Татр). Высота роторного потока по вертикали обычно на 50—100% больше высоты превышения горы над долиной.

Следовательно, вертикальное развитие роторов зависит от высоты хребтов, вблизи которых они образуются. Роторам сопутствует сильная турбулентность, аналогичная турбулентности в кучево-дождевых облаках, тогда как в вынужденных волнах турбулентность совершенно отсутствует. Поэтому сопутствующие роторам вертикальные токи можно использовать только с высоты 700—1000 м и лишь в отдельных случаях с высоты 400 м. Необыкновенная хаотичность вертикальных токов, особенно в нижнем слое, является причиной того, что на достижение самолетом, буксирующим планер, первых 200—300 м высоты затрачивается около 30 минут (при использовании самолетов типа CSS-13, «Кадет», «Щигель»).

Наличие роторов обнаруживается по образовавшимся в верхних частях роторных облаков с основаниями, преимущественно превышающими вершины гор. Так как роторы образуются ниже гребней вынужденных волн, следовательно, роторные облака указывают одновременно на наличие волновых движений в атмосфере. Однако следует указать, что эти облака не всегда возникают, особенно вдоль второй линии роторов (считая от склона). Роторы располагаются часто в виде трех параллельных горным хребтам полос.

Стационарные волны феонового ветра. Чтобы на подветренной стороне данной возвышенности возникло стационарное волновое движение, должно быть выполнено условие

$$H_{\min} = 1,5h, \quad (2)$$

где h — превышение склона по отношению к окружающей местности;

H_{\min} — минимальная толщина слоя воздуха, который должен быть охвачен волновым движением.

Из приведенного условия видно, что над небольшими возвышенностями волновое движение может начинаться уже при слабом ветре, так как в связи с малой величи-

ной H_{\min} не нужна слишком большая энергия для возникновения волнового движения, начинающегося в этих случаях уже на относительно небольшой высоте над склоном. Но, с другой стороны, уже при относительно небольших скоростях ветра движение воздуха вне таких склонов преобразуется из волнового в роторное, с сильно развитой турбулентностью. Наблюдения, проведенные автором в Еленей Гуре и Бельске, ясно указывают, что при слабом ветре чечевицеобразные облака появляются только над небольшими возвышенностями. С момента увеличения скорости ветра чечевицеобразные облака над небольшими возвышенностями исчезают и одновременно появляются на более высоком уровне и в большем количестве, связанные с высокими горными хребтами. Такое положение можно было часто наблюдать в Ежуве и на горе Снежка, вдоль которых волновые движения начинаются при очень сильном ветре¹ в связи с необходимостью соответственно большой энергии перемещения, требуемого для волновой деформации слоя воздуха с большой вертикальной протяженностью (см. формулу 2). Несколько цифровых данных, относящихся к описываемому примеру, даны в табл. 3.

Таблица 3

Зависимость между минимальной скоростью ветра, необходимой для возникновения стационарных волновых движений, и превышением препятствия относительно окружающей местности

Превышение, м	150	300	900
Скорость ветра над склоном, м/сек	4	6	12

Итак, если горные хребты значительно отличаются по высоте, то при слабом ветре большие чечевицеобразные облака образуются только над более низкими хребтами. При сильном ветре происходит обратное явление, а именно: исчезновение чечевицеобразных облаков над низкими хребтами. Этим, в частности, можно объяснить

¹ Когда над склоном дует ветер со скоростью, недостаточной для того, чтобы вызвать вынужденное волновое движение, тогда на наветренной стороне склона образуется зона боковых движений, а на подветренной стороне — более или менее сильные вихревые движения.

тот факт, что чечевицеобразные облака не растягиваются в виде однообразных полос. С этой зависимостью связано также отсутствие значительных вынужденных волновых движений при слишком сильном ветре, господствующем над горным хребтом с данным превышением. В таких случаях возникают вне подветренных склонов только мощные вихри с вертикальной осью, которым сопутствует необыкновенно сильная турбулентность, еще более сильная, чем в роторах, которыми сопровождаются вынужденные волновые движения.

Из вышесказанного вытекает, что до начала возникновения вынужденных волновых движений вдоль склона данной высоты необходимо наличие над ним достаточно сильного потока, а до начала усиления их вертикального развития необходимо в то же время соответствующее вертикальное распределение температуры с высотой (см. стр. 12). Скорость перемещения воздуха над склоном не следует, однако, отождествлять со скоростью ветра, так как очень большую роль здесь играет также направление ветра относительно препятствия. Если ветры с данной скоростью дуют перпендикулярно склону, то скорость перемещения намного больше скорости перемещения, вызванного ветром такой же скорости, но направленного под углом к препятствию (рис. 14). Следова-

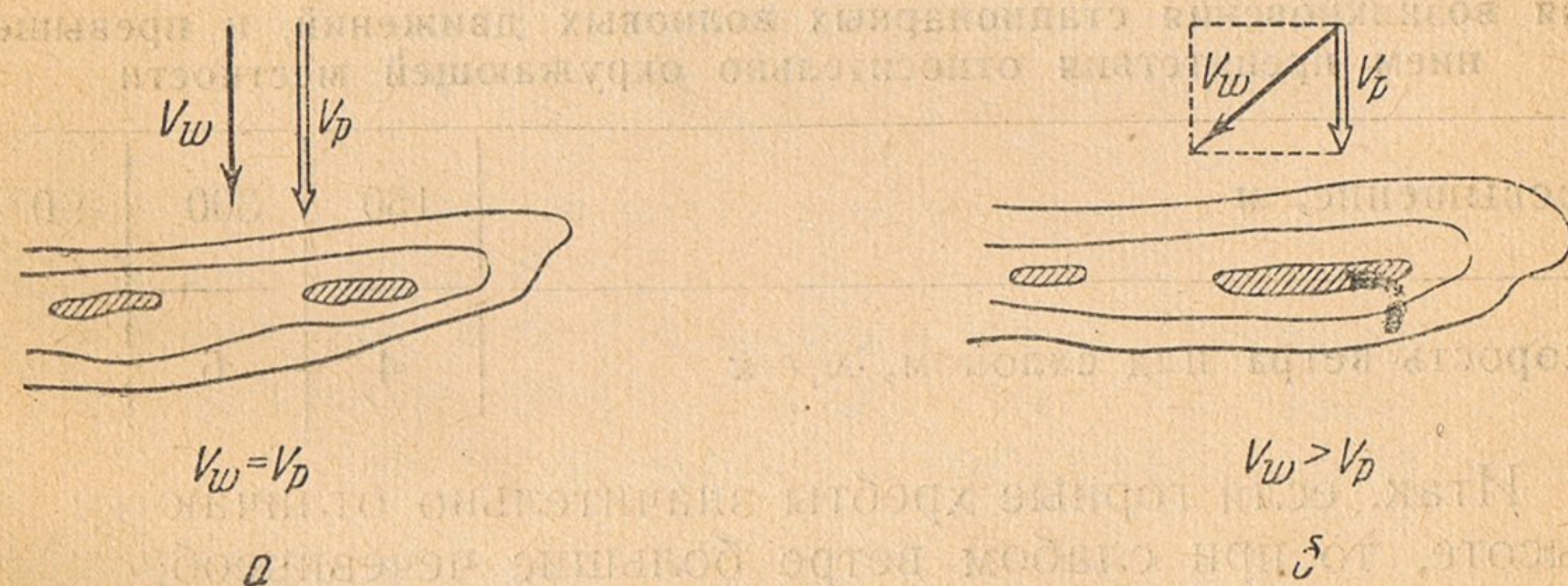


Рис. 14. Зависимость между направлением ветра и скоростью перемещения над склоном

тельно, мы видим, что на скорость перемещения влияет составляющая скорости ветра, перпендикулярная к склону.

Так как для каждого горного хребта имеется соответствующее ему минимальное вертикальное протяже-

ние, при котором могут развиваться в данных условиях стационарные волновые движения, то существует также и максимальная высота $H_{\text{макс}}$. Такую высоту не может в данных условиях превысить стационарное волновое движение даже при самой большой скорости ветра и благоприятном распределении температуры. Максимальная высота выражается соотношением, полученным посредством анализа реальных случаев.

$$H_{\text{макс}} = 21h. \quad (3)$$

Из этого соотношения явствует, что при средних встречаемых у нас высотах гор вынужденное волновое движение может достигать высоты, превышающей 20 км.

Полоса восходящих движений волны I (рис. 15) по отношению к горному хребту начинается на расстоянии, равном половине длины волны. На этой волне лучше всего начинать полет, так как она имеет интенсивные восходящие движения непосредственно над зоной ротор-

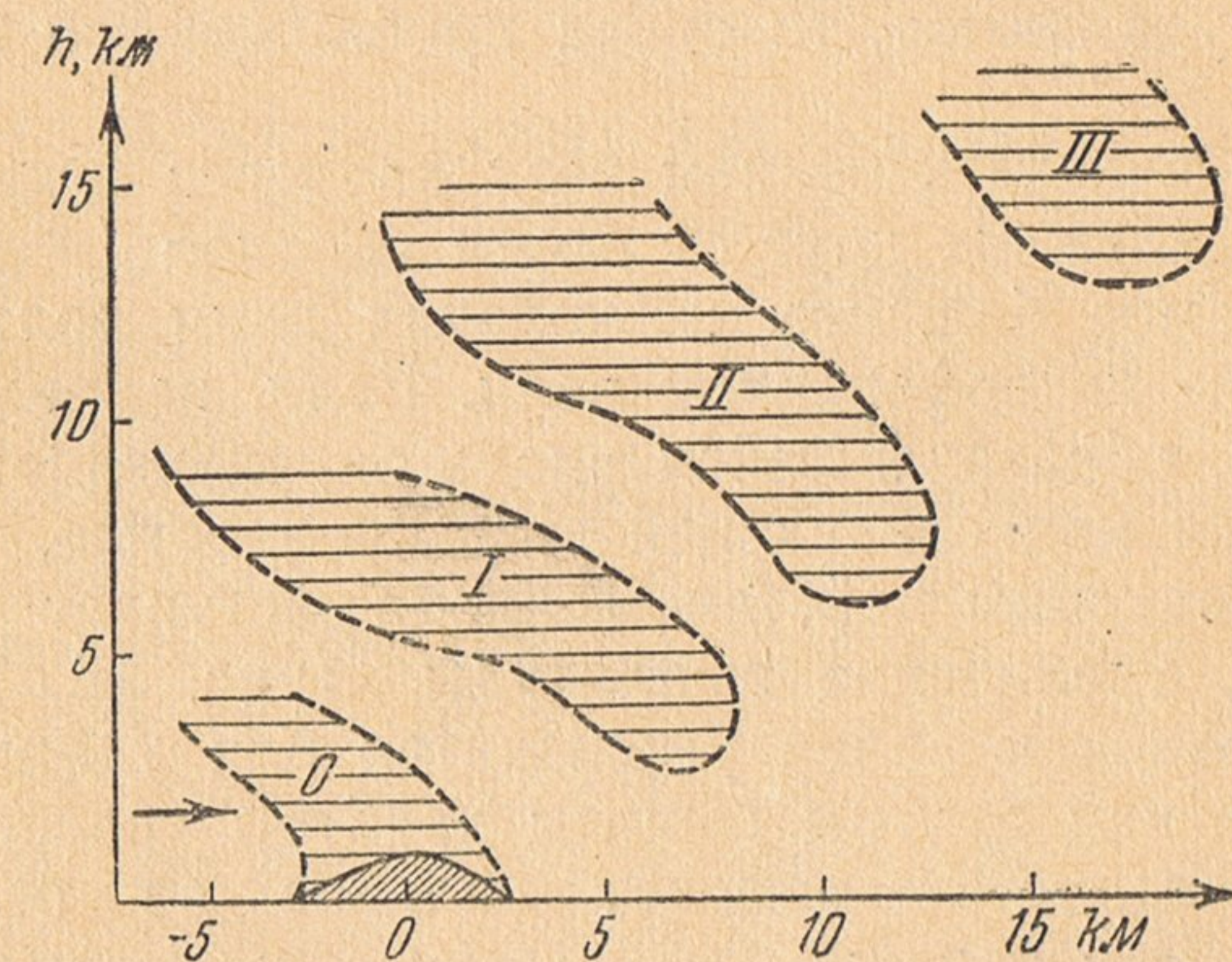


Рис. 15. Диаграмма распространения по высоте сильных вынужденных волновых движений, вызванных неровностями местности: O — область боковых достижений; I — область движений первичной волны; II — область движений вторичной волны; III — область движений третьей волны

ных движений. Только после достижения максимальной высоты следует при благоприятных условиях перескакивать по возможности к зоне вертикальных волн II. Начало волнового полета в зоне вертикальных движений волны I имеет еще и то достоинство, что в случаях густо-

го заволакивания облаками вдоль нее всегда имеется разрыв в заволакивании, который можно использовать для достижения высоты вне облаков, а также после превышения уровня их основания.

Гребни вынужденных волн по мере удаления от подножия передвигаются все более под ветер, так что зона вертикальных движений наклонена относительно горизонта примерно под углом 45° , причем, чем сильнее ветер, тем наклонение будет больше. В наших примерах на высоте около 5 км над хребтом зона вертикальных движений волны I находится уже над линией горных хребтов (рис. 15), а затем переходит на наветренную сторону гор.

Вдоль Карпат и Карконоши вынужденные волны имеют в среднем длину 7—9 км¹, причем их длина увеличивается с возрастанием высоты. Волны, образующиеся вдоль этих же самых горных склонов, удлиняются при увеличении скорости ветра и укорачиваются при его ослаблении. Поэтому сопутствующие им чечевицеобразные облака то удаляются, то снова приближаются к горным хребтам.

В связи с перемещением воздуха через несколько не слишком удаленных друг от друга склонов (порядка одной или, самое большее, нескольких длин волн) возникает явление интерференции волн. Если, например, ложбина волны, образовавшейся вдоль определенного склона, окажется над следующей возвышенностью, то в связи с засасывающим действием склона наступает усиление волны, т. е. увеличение амплитуды (рис. 16,а). Если, однако, указанная волна уменьшится или удлинится настолько, что над другим горным хребтом расположится гребень волны, то это вызовет сильное ее ослабление (рис. 16,б). Эти явления будут вызывать частые изменения положения зон вертикальных движений до высоты нескольких километров над горным массивом, а поэтому представляют большие трудности их использования. С этим следует серьезно считаться при волновых полетах над местностью со сложным рельефом (например, в окрестностях Бельска).

¹ Горные цепи, имеющие большие превышения, чем у нас, образуют в нижних слоях стационарные волны длиной от 10 до 20 км (например, горные вершины Татр), а в высших слоях—волны длиной, превышающей даже 40 км.

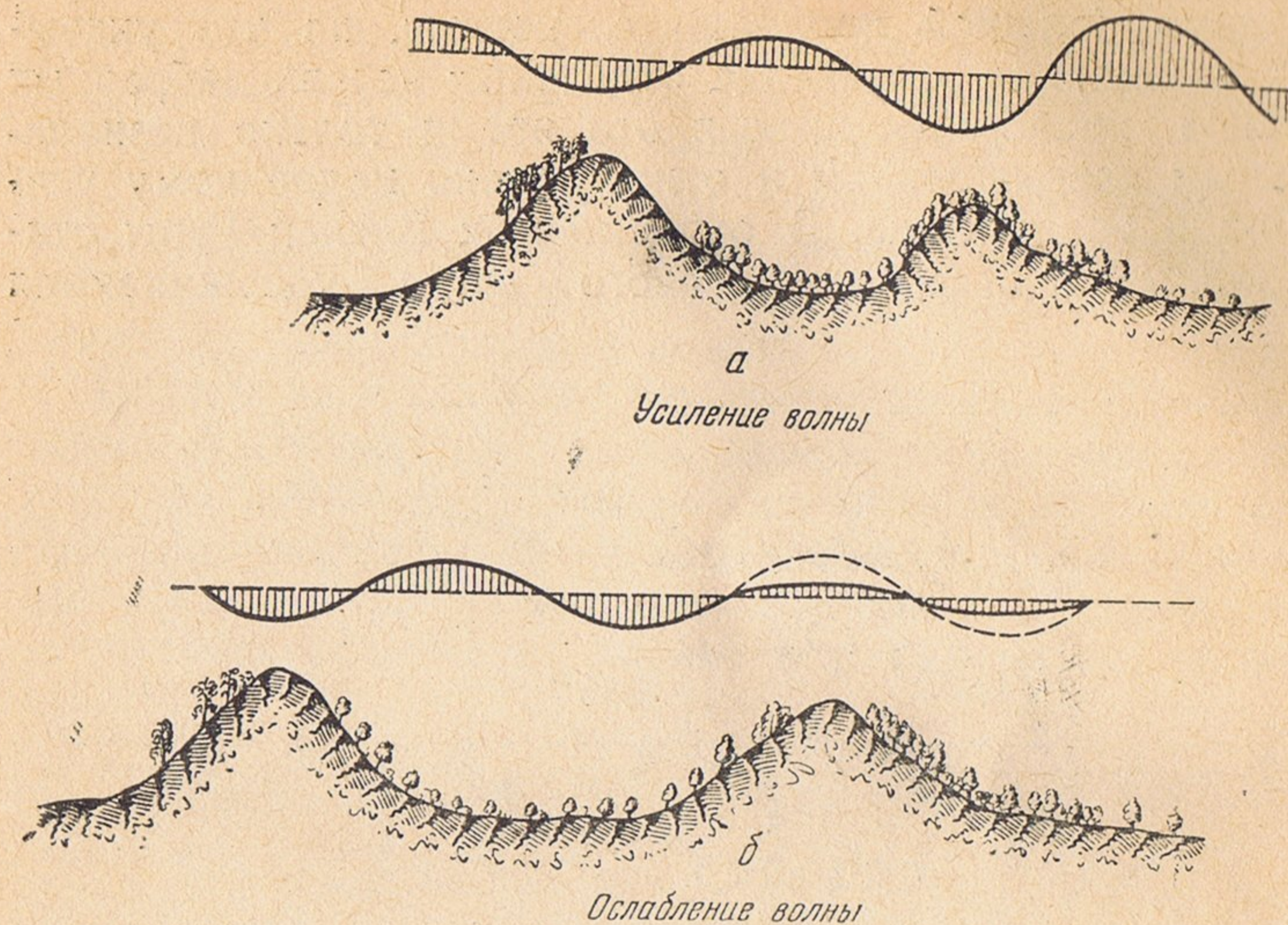


Рис. 16. Пример интерференции волн

Амплитуды интенсивных вынужденных волновых движений составляют в наших условиях несколько сот метров. Средний подъем при отчетливом развитии волновых движений доходит до 3 м/сек, а иногда достигает 4—5 м/сек.

Местные особенности феонового ветра. Наблюдения за чечевицеобразными облаками показывают, что стационарное волнообразование происходит с меньшим или большим развитием вдоль всей полосы Карпат, Татр, Карконоши, а также Свентокшиских гор. В разных местностях оно наблюдается при разных направлениях ветра, при различных скоростях ветра над склоном, имеет другое вертикальное развитие, а также требует другой высоты отцепления планера. Например, в окрестности Еленей Гуры первая полоса роторов появляется вдоль линии Карпач—Шклярская Поремба, вторая проходит вдоль линии Цеплица—Ломница и, наконец, третья проходит преимущественно перед небольшими возвышенностями вдоль железнодорожного полотна (рис. 17).

Самые интенсивные стационарные волны, проявляющиеся в окрестностях Еленей Гуры при ветре с колеблющимися направлениями в пределах ЗЮЗ до ЮВ, характе-

ризуются большой продолжительностью, на что указывает длительное сохранение отдельных чечевицеобразных облаков, подвергающихся в это время только незначительным перемещениям и относительно медленному усилению и ослаблению. В окрестностях Еленей Гуры стационарные токи волн феонового ветра удерживаются

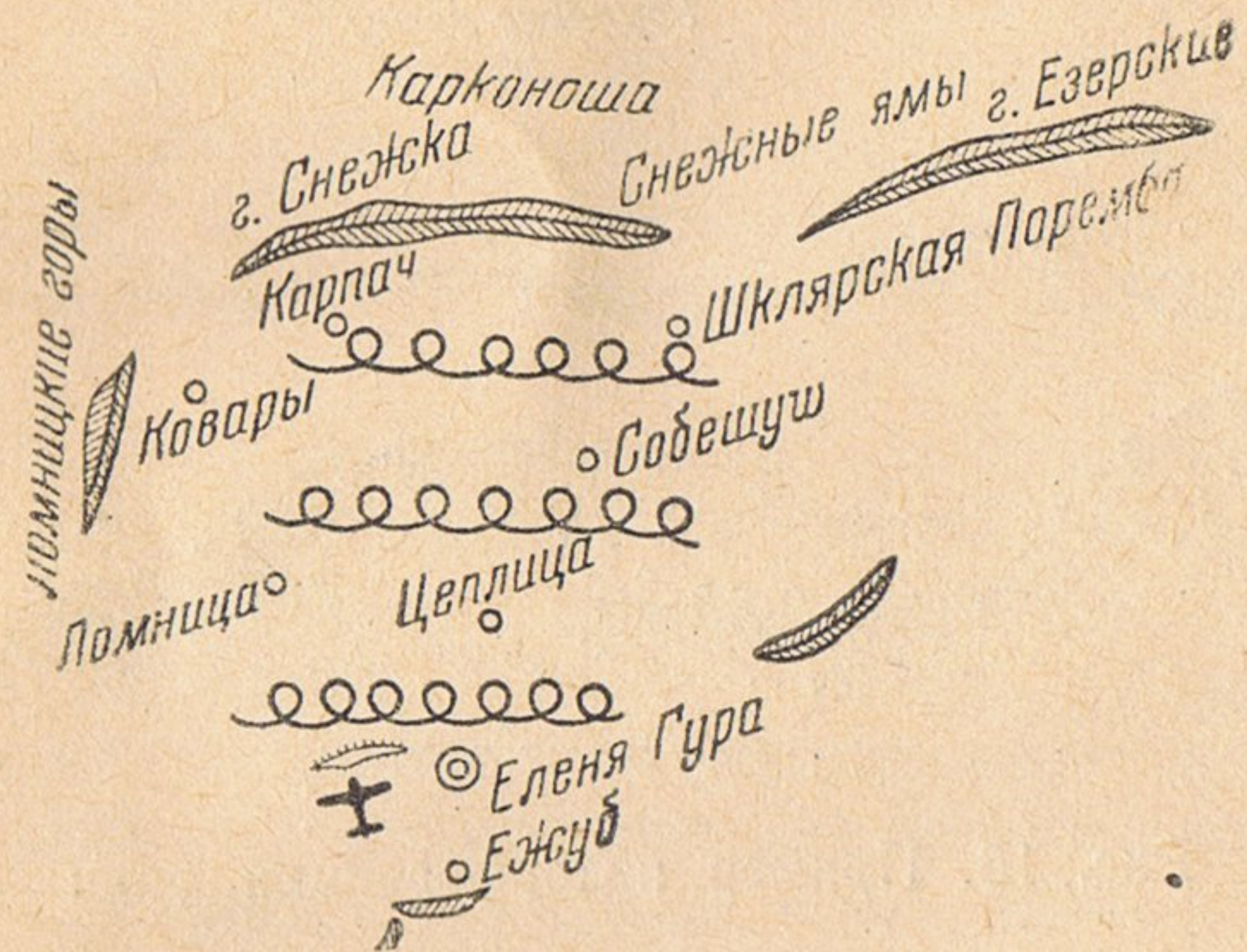


Рис. 17. Обычно встречающееся расположение роторов в окрестностях Еленей Гуры

иногда даже в течение нескольких дней подряд. В то же время вынужденные волновые движения, образующиеся в окрестностях Жары и Бельска, показывают, что в результате интерференции волн происходит очень быстрое исчезновение и вторичное образование чечевицеобразных облаков, но часто уже в другом месте. Кроме того, в связи с отчетливым расположением горных хребтов в нескольких направлениях, самые интенсивные волновые движения в окрестностях Бельска и Жары могут образовываться при большей амплитуде колебаний направления ветра, начиная с юга через запад и север до востока, хотя чаще они будут появляться при ветрах, заключенных между югом и западом.

Вынужденные волновые движения, возникающие в окрестностях Новы Тарга, характеризуются большой вертикальной мощностью, а также постоянством, однако наблюдаются они относительно на большой высоте. Чечевицеобразные облака, расположенные на малых высотах, связаны в действительности с вынужденными, но не ста-

ционарными волновыми движениями, и поэтому они не сохраняются долго на одном месте, быстро смещаются с ветром и одновременно перерождаются.

Таким образом, отдельные элементы токов волн феонового ветра настолько сильно зависят от местных условий, что указать общие правила относительно рассматриваемых здесь вопросов нельзя.

Полеты на токах волн феонового ветра. В Польше условия, благоприятные для совершения полетов на токах волн феонового ветра, создаются прежде всего во время приближения к горной полосе теплого или окклюдивированного фронта (рис. 18). Рассмотрение всех типичных атмосферных условий не входит в рамки книги, поэтому

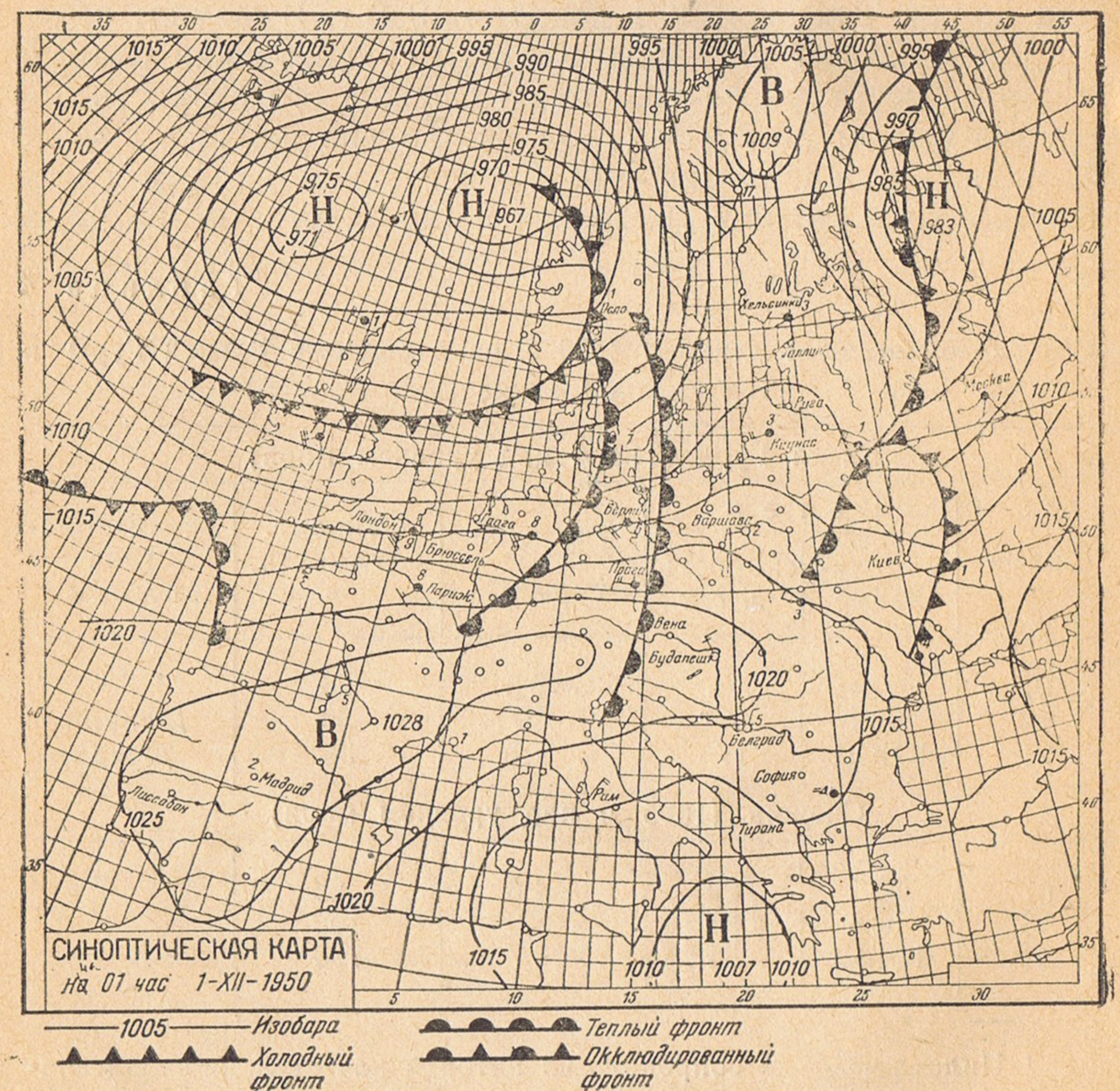


Рис. 18. Синоптическое положение на 01.00 час. 1.XII 1950 г., предшествующее образованию интенсивных стационарных волновых движений в окрестностях Еленей Гуры

мы проанализируем для примера только характерное состояние атмосферных явлений, которое имело место в окрестностях Еленей Гуры 1 декабря 1950 г. Оно позволило пилоту Анджею Бжуске¹ достигнуть на двухместном планере абсолютной высоты 9292 м, а также превысить высоту 8162 м и тем самым установить международный рекорд высоты для этой категории планеров.

Период, наиболее благоприятствующий развитию вынужденных волновых движений, совпадает с приближением к горной цепи теплового или окклюдированного фронта. С этими фронтами обычно наблюдаются гряды слоисто-кучевых облаков, не полностью покрывающих все небо, выше которых видны облака перисто-слоистых форм. В этот период феоновый ветер может достигать дна долин. Так было и 1 декабря 1950 г. В момент старта (13 ч. 25 м.) на аэродроме дул сравнительно слабый ветер — несмотря на то, что на Снежке его скорость доходила уже до 30 м/сек (табл. 4). Только полчаса спустя феоновый ветер достиг дна Еленегурской долины из-за быстрого увеличения скорости и порывистости ветра, а

Таблица 4

Состояние погоды 1 декабря 1950 г. на аэродроме Еленей Гуры и на Снежке

Еленя Гура (342 м над уровнем моря)					
Время	В е т е р		Темпера- тура, °С	Относит. влажность, %	Характерис- тика погоды
	направ- ление	скорость, м/сек			
07	штиль	—	—0,6	96	Мелкий дождь
13	ЮЗ	7*	5,7	59	
21	ЮЮЗ	17	9,1	36	
Снежка (1605 м над уровнем моря)					
07	ЮЗ	20	—4,6	93	
13	ЮЗ	30	—5,0	100	
21	ЮЮЗ	34	—4,7	100	

¹ Пилота Бжуске сопровождал автор в качестве наблюдателя-метеоролога.

* в 13 ч. 45 мин. скорость ветра на аэродроме достигла 15 м/сек.

также сильного падения относительной влажности с одновременным ростом температуры. Характерно, что вид неба в момент старта не казался слишком благоприятным для выполнения высотного волнового полета, так как нижние группы облаков, частично преобразующихся из высоко-кучевых просвечивающихся в высоко-кучевые чечевицеобразные, имели вид, напоминающий состояние распада. Они заслонили собой более высокие слои тропосферы, в которых образовались характерные многоярусные чечевицеобразные облака.

Полет до высоты около 800 м происходил при очень сильной турбулентности. При прохождении роторов неожиданные «провалы» планера достигали 150—200 м (рис. 19). Выше полет проходил спокойно. На высоте 1500 м над аэродромом была пересечена верхняя поверхность вала облаков феонового ветра. Основание первого слоя чечевицеобразных облаков было достигнуто на высоте около 4700 м. На высоте около 6000 м пилот вынужден был пробиваться через третье чечевицеобразное облако, которое было более развито в своей передней части. Обледенение, однако, не наблюдалось из-за очень низкой температуры и мельчайших капелек. Постепенно миновали пять ярусов чечевицеобразных облаков, из которых последний ярус достигал высоты 7700 м. Только в последней фазе полета планер приблизился еще к одному (а быть может, к нескольким) чечевицеобразному облаку, характерному микроскопическими каплями воды диаметром 10^{-3} — 10^{-4} мм. Этот факт удалось установить на основании внешнего вида облака, его бронзовой окраски. Обычно солнечные лучи, проходящие через капли воды с таким малым диаметром, придают облаку бронзовую окраску.

Выше этого чечевицеобразного облака находились еще группы перисто-слоистых облаков. В конечной фазе полета в результате сильных перенапряжений планера, вызванных очень низкой температурой и сухостью воздуха, слышалось сильное потрескивание плексигласа и деревянных частей конструкции планера. Полет был прерван на высоте 9292 м при давлении всего 284,4 мб в результате исчезновения вертикальных движений в зоне нахождения планера.

Если посмотреть на кривую полета, приведенную на рис. 19, то можно установить, что:

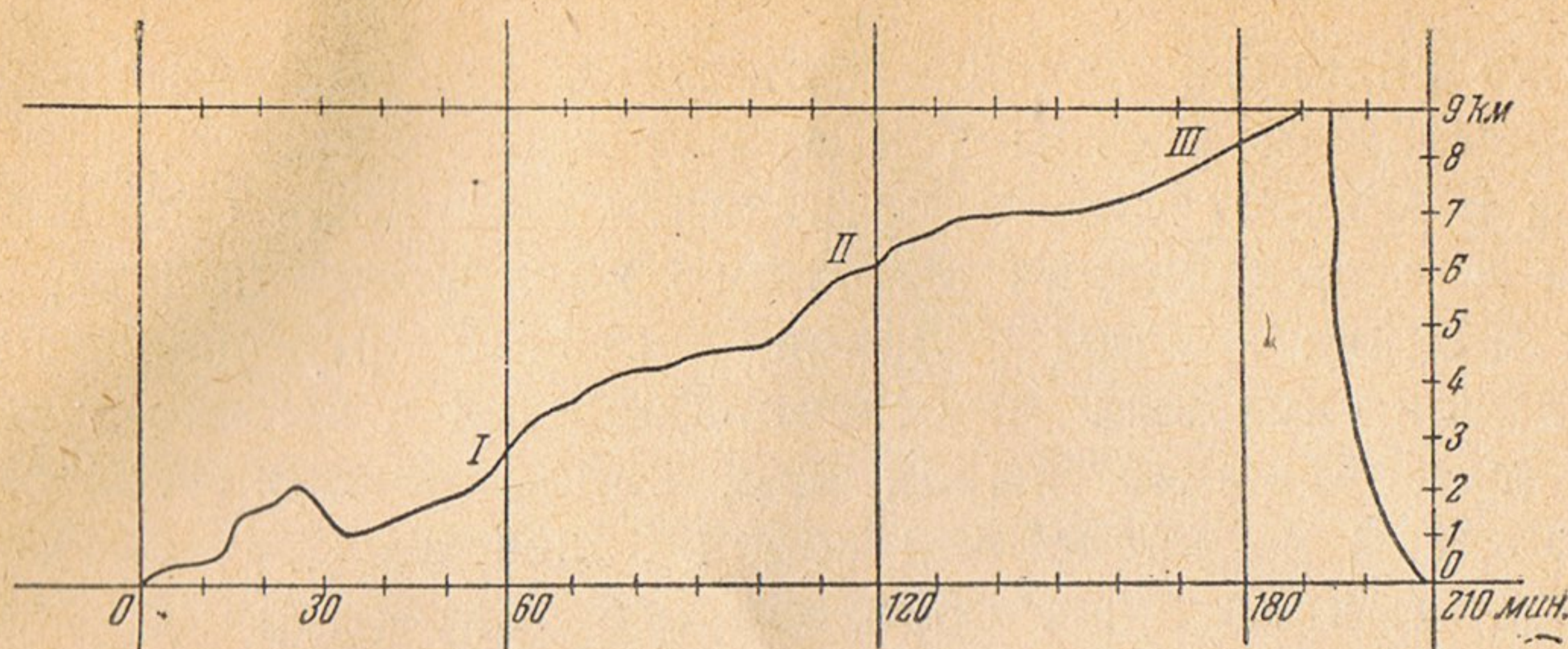


Рис. 19. Барограмма рекордного полета на двухместном планере, совершенного 1.XII 1950 г. в окрестностях Еленей Гуры во время экспедиции Авиационной лиги

— экипаж планера миновал три зоны вертикальных движений;

— пилот снизился с высоты 2000 м до высоты 780 м с целью получения большего превышения;

— на барограмме отчетливо обозначились три группы интенсивных волновых движений, разделенных между собой слоями слабо развитых вертикальных движений.

Полеты на второй волне¹

Зародившиеся вынужденные волновые движения волны I могут порождать вынужденные волновые движения волны II, которая распространяется в глубь атмосферы до больших высот и начинается также с большой высоты (рис. 15).

Этот факт подтверждают также измерения скорости вертикальных потоков, сопутствующих вынужденным волновым движениям в окрестностях Еленей Гуры. Эти измерения, произведенные на основании сигналов давления, передавались каждую минуту передающей аппаратурой радиозонда. Разность давлений позволяла вычислить отклонение скорости подъема радиозонда в отношении скорости подъема, которую он имел бы в атмосфере, лишенной вертикальных движений. На рис. 3 отчетливо виден вторичный рост вертикальных движений,

¹ Так называемое явление волны II не следует смешивать с явлением возникновения в нижнем слое атмосферы нескольких зон вынужденных волновых движений (обычно 2—3) и связанных с ними областей восходящих и нисходящих движений, вертикальные токи которых быстро слабеют по мере удаления от горного склона.

начиная с высоты 9—10 км. Этот результат подтверждают и другие полеты радиозондов. На распространение волн II в глубь атмосферы указывают также изменения положения нижней границы стратосферы по обеим сторонам гор во время появления феонового ветра. Возможность движения волны II и ее использование может существовать только тогда, когда вертикальный размер волны I имеет достаточное вертикальное развитие.

Токи стационарных волн феонового ветра с одновременным наличием в атмосфере термической конвекции.

Токи стационарных волн феонового ветра с одновременным наличием в атмосфере термической конвекции возникают в случае одновременного существования вынужденных волновых движений с наличием в нижнем слое атмосферы термической конвекции. Волновые движения могут развиваться только в воздушных слоях с устойчивым равновесием. Если бы в атмосфере существовало неустойчивое равновесие, тогда частицы воздуха, выведенные из первоначального положения, вместо того чтобы выполнять колебательные движения, начали бы подниматься кверху, т. е. наступило бы зарождение обычных термических токов. По этим причинам волновые движения, вызванные неровностями местности, проявляются прежде всего в холодное время года, в течение которого и в нижнем слое атмосферы преобладает преимущественно устойчивое равновесие.

Если неустойчивое равновесие не достигает большой высоты и энергия прироста скорости ветра над горным склоном достаточна для деформации термического задерживающего слоя, расположенного над колеблющимся слоем, то создаются условия для одновременного существования термической конвекции с токами стационарных волн феонового ветра. В этом случае мы наблюдаем быстрое перемещение не слишком ярко выраженных кучевых облаков на фоне неподвижных чечевицеобразных облаков. Если термическая конвекция достаточно сильно развита и достигает уровня вынужденного волнового движения, то создаются условия перехода термических вертикальных движений в волновые. В Польше такие условия чаще всего использовались в окрестности Бельска.

Токи стационарных фронтальных волн. Токи стационарных волн феонового ветра, несмотря на мощное вертикальное развитие, являются местным явлением и свя-

заны с гористой местностью. Однако имеются возможности использования вынужденных волновых движений и над равнинной местностью. Наибольший интерес представляют здесь волновые движения, вызванные газовыми препятствиями, каковыми являются поверхности фронтов, отделяющие теплый воздух от холодного. Вынужденные волновые движения возникают только при наличии в атмосфере быстро движущихся фронтов, которые характеризуются тем, что теплый воздух, расположенный над клином холодного воздуха, движется быстрее в направлении перемещения фронта, чем холодный воздух, играющий в данном случае роль препятствий.

Благодаря этому вдоль фронтальной поверхности возникают нисходящие движения, которые приводят к адиабатическому сжатию опускающегося воздуха. В результате происходит исчезновение конденсации водяного пара в направлении фронта, охваченного нисходящим движением, и, следовательно, сокращение зоны облачности вдоль интересующих нас движущихся холодных фронтов (рис. 20).

Если упомянутая разница скорости движения между теплым и холодным воздухом достигает достаточной ве-

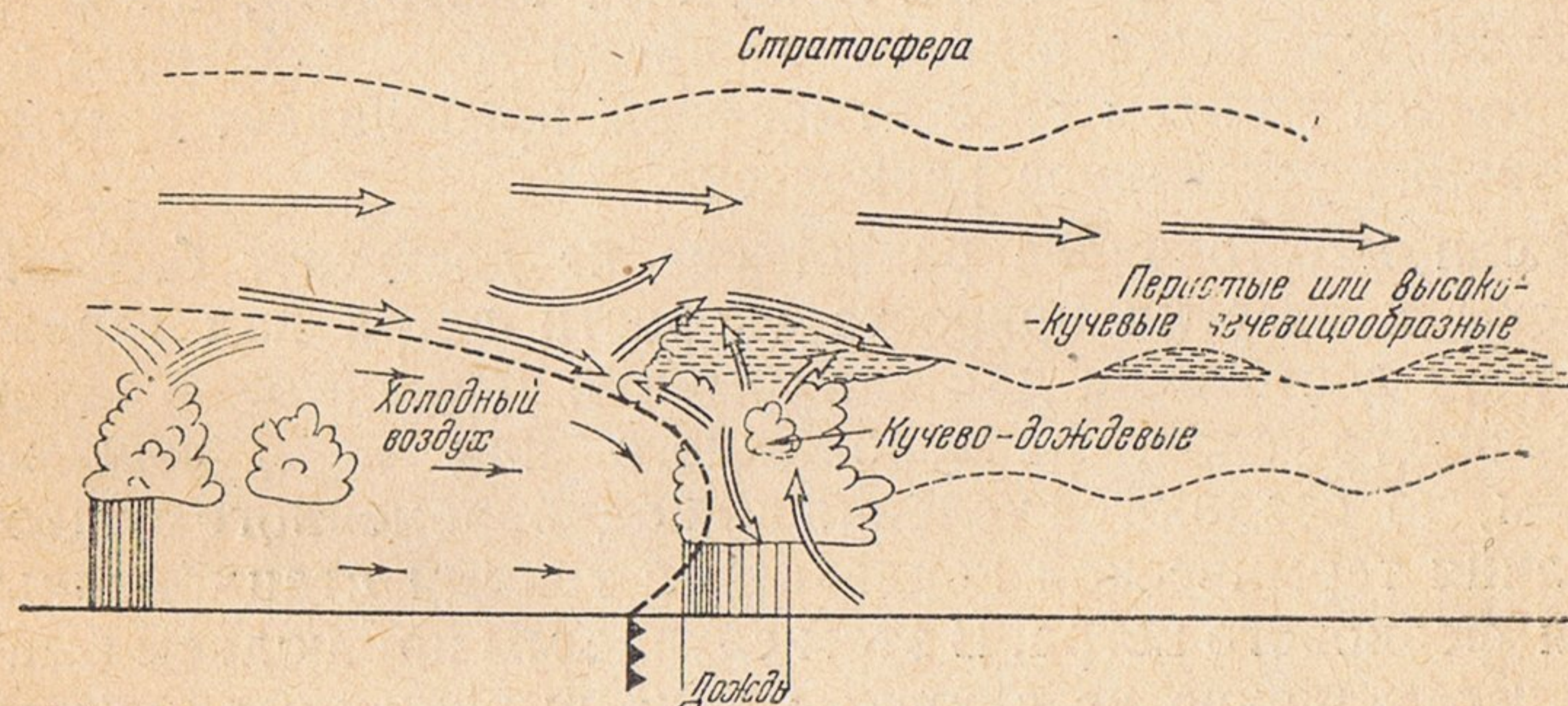


Рис. 20. Схема разреза быстро движущегося холодного фронта и развития связанных с ним вынужденных волновых движений

личины, как это преимущественно и бывает, то перед приближающимся холодным фронтом на высоте 5—7 км возникает стационарное волновое движение относительно фронтальной поверхности, перемещающейся в то же время вместе с общим движением фронта. В этом случае образовавшиеся чечевицеобразные облака не стоят на

одном месте по отношению к поверхности земли, а перемещаются по небу вместе с облаками неволнового происхождения. От основной поверхности раздела, находящейся на высоте 5—7 км, постепенно пополняемой новыми импульсами, волновое движение распространяется как вверх, так и вниз. Вверху оно доходит до тропопавзы, внизу, при благоприятном вертикальном расположении температуры, — до высоты 3—2 км.

Из визуального наблюдения, произведенного автором в Варшаве, следует, что вынужденные волновые движения сопутствуют также и размытым окклюдированным фронтом, т. е. таким, в которых образуются и нисходящие движения, свидетельствующие о наличии благоприятных условий для возникновения стационарных волн. Могут и другие причины нефронтального происхождения вызывать возникновение стационарных волн почти над равнинной местностью. Так, например, роль препятствия может играть морской берег благодаря своему возвышению и увеличению трения¹. Эти причины способны вызывать увеличение скорости ветра на определенной высоте над берегом, в результате чего при благоприятных условиях может наступить засасывание воздуха и связанная с этим деформация потоков воздуха волнового происхождения. Например, при ветре со скоростью 12 м/сек над подветренными сторонами приморских возвышенностей наблюдались стационарные волны длиной 3—4 м.

До сего времени полностью не использовались возможности, которые создают токи стационарных фронтальных волн, хотя барограммы полетов в зоне холодных фронтов неоднократно указывали на их волновой характер. Об этом говорят и наблюдаемые нами полосы нисходящих и восходящих движений вблизи приближающихся холодных фронтов. Следует подчеркнуть, что предфронтальные волновые полеты не представляют собой трудности при современной технике пилотирования. В то же время их использование в широком масштабе сделало бы волновые полеты в значительной степени независимыми от рельефа местности, создавая тем самым условия для их выполнения во всех планерных центрах.

Токи свободных волн. Токи свободных волн возникают очень часто. К сожалению, сопутствующие им верти-

¹ Здесь играет важную роль также различие в тепловых свойствах суши и моря. — Прим. ред.

кальные токи очень слабы (порядка 0,5 м/сек) для того, чтобы можно было их использовать для парящих полетов, когда нет других носимых токов. Следует отметить отсутствие измерений, показывающих исчезновение свободного волнового движения по мере удаления от поверхности раздела, вызывающей невынужденное волновое движение. Однако кажется, что в связи с небольшой амплитудой свободных волн протяженность их не очень большая. Свободные волны имеют в нижней части тропосферы длину, колеблющуюся в границе 50—2000 м (в среднем 450 м). По мере удаления от поверхности земли длина этих волн увеличивается. Невынужденные волны могут возникать вдоль всех термических задерживающих слоев, поэтому они иногда одновременно наблюдаются со стационарными волнами. Свободные волны появляются также вдоль фронтальных поверхностей, если последние наклонены под очень малым углом к горизонту, как это происходит вдоль размывающихся окклюдированных фронтов.



Рис. 21. Расположение полос облаков вида волнообразных по отношению к направлению ветра

Токам свободных волн сопутствуют очень часто волновые слоистые и слоисто-кучевые облака. Свободные волны располагаются перпендикулярно направлению ветра, дующего над задерживающим термическим слоем, следовательно, направление гряд слоисто-кучевых и слоистых облаков будет соответствовать направлению свободных волн (рис. 21).

Токи свободных волн с одновременным наличием термической конвекции. Бывает, что уровень конденсации кучевых облаков находится ниже инверсионного слоя, вдоль которого возникают невынужденные волновые движения. Плоские кучевые облака, образовавшиеся под действием термической конвекции в подинверсионном слое, в хорошую погоду часто имеют вид волнового строения, которое особенно ясно видно в начальной фазе их возникновения. Когда высота термической конвекции достигает зоны, охваченной волновым движением, тогда в верхних слоях воздуха, которые окажутся в области волновых восходящих токов, вертикальная скорость поднятия увеличивается и воздушные частоты

быстрее достигают уровня конденсации, чем в тех случаях, которые оказались в волновых зонах нисходящих движений (рис. 22). На фоне лазури неба появляются обрывки облаков в виде нескольких параллельных полосок (обычно трех), которые постепенно соединяются, образуя по внешности обычные кучевые облака при хорошей погоде. В действительности вертикальные токи, со-

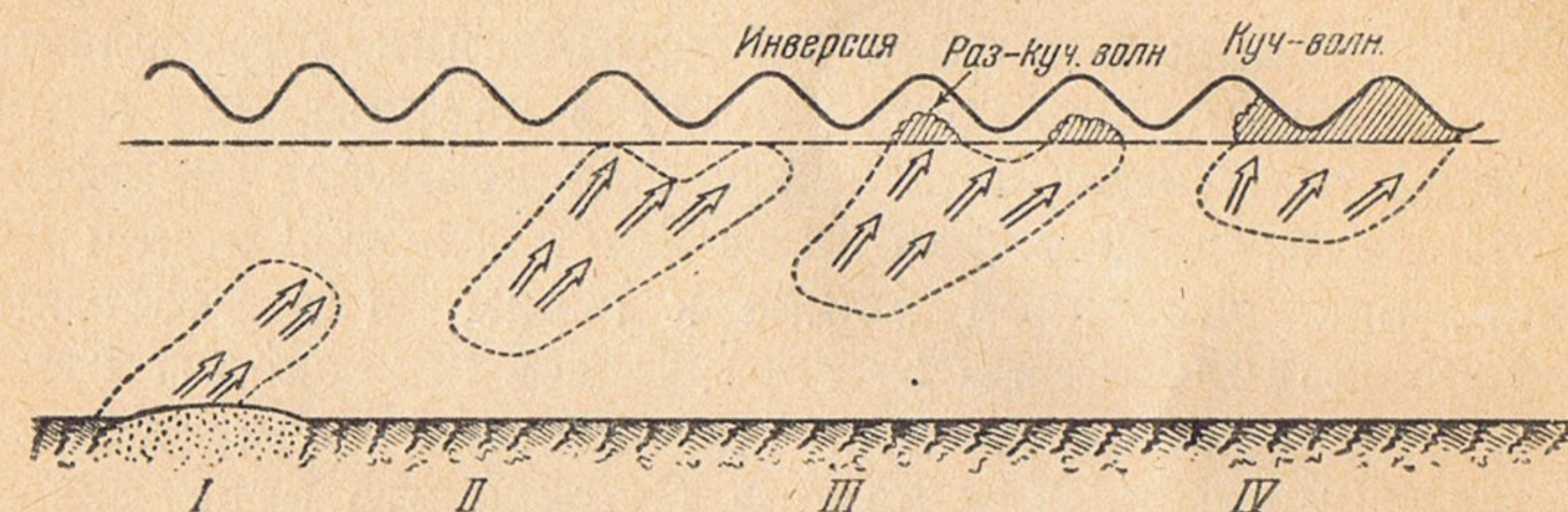


Рис. 22. Образование кучевых облаков вида волнистых

путствующие свободным волнам, слабы, но их скорость вместе со скоростью вертикальных токов термического происхождения создает относительно хорошие условия для парящих полетов. Эти токи мы называем токами свободных волн с одновременным наличием термической конвекции.

ТАКТИКА ПОЛЕТОВ НА ВОЛНОВЫХ ТОКАХ

Полеты на токах стационарных волн феонового ветра. Попасть в зону волновых движений можно при старте со склона или на буксире за самолетом, а при соответствующих местных условиях — и с помощью автоматического старта.

При старте со склона попасть в зону волнового движения можно только тогда, когда над наветренной стороной склона находится зона волновых движений. Например, на горном аэродроме Жары были случаи встречи слабых движений волнового характера (порядка 0,2—0,5 м/сек) уже на высоте 100 м над склоном. Если же над горным аэродромом имеется полоса нисходящих движений, то даже при очень сильном ветре не удастся парение на наветренной стороне склона, и попасть в зону волновых движений тогда невозможно.

Чтобы сделать вход планера в гребень волны независимым от расположения вертикальных токов над аэродромом, а также получить возможность выбора выгодного места для отцепки планера на волну, лучше всего стартовать на буксире за самолетом. Старт и полет на буксире по маршруту к месту отцепки является с точки зрения пилотирования самой трудной частью волнового полета.

Буксировщик и планер по достижении определенной высоты в районе аэродрома летят в направлении горных склонов, вызывающих вынужденное волновое движение, вплоть до встречи с роторами или волновой зоной движений, расположенной ближе к горам (на расстоянии нескольких километров от гор). Здесь происходит отцепление планера на высоте, характерной для данного района. Например, для района Снежки это будет высота порядка 800—1000 м, для Альп и других высоких горных цепей—несколько километров (даже на высоте 5—6 км). Полет планера на буксире к зоне ротора или соответствующему ему гребню волны следует по мере возможности совершать в перерывах, наступающих в полосе роторных облаков (роторы III и II), так как их исчезновение указывает место развития вертикальных движений.

При отцеплении можно руководствоваться положением относительно роторного облака, так как зона восходящих движений в роторе расположена с передней части роторного облака, обращенного к склону горы.

После отцепления в передней части ротора, в зависимости от скорости ветра и ширины зоны вертикальных движений, надо применять соответствующую тактику полета. Если скорость ветра 20—30 м/сек, то в нижней части ротора, в которой направление ветра противоположно направлению господствующего над горами ветра, чтобы не выйти из пределов ротора, следует установить планер в направлении гор, т. е. под ветер, господствующий в нижней части ротора (рис. 23).

По мере набора высоты уменьшается составляющая горизонтальная движения в роторе (скорость ветра) и одновременно увеличивается скорость восходящих токов. Благодаря этому без опасения выхода из зоны вертикальных движений можно направить планер параллельно оси ротора (рис. 23,б), т. е. вести себя так, как при парении на склоне при сильном ветре. Только после

достижения верхней части ротора планер надо снова установить под ветер, в данном случае уже в противоположном направлении, в отличие от нижней части ротора (рис. 23,в). Если горизонтальное движение воздуха слабее (порядка 15 м/сек) и зоны роторных движений более обширны, то можно набирать в них высоту по спирали, подобно набору высоты в термической конвекции

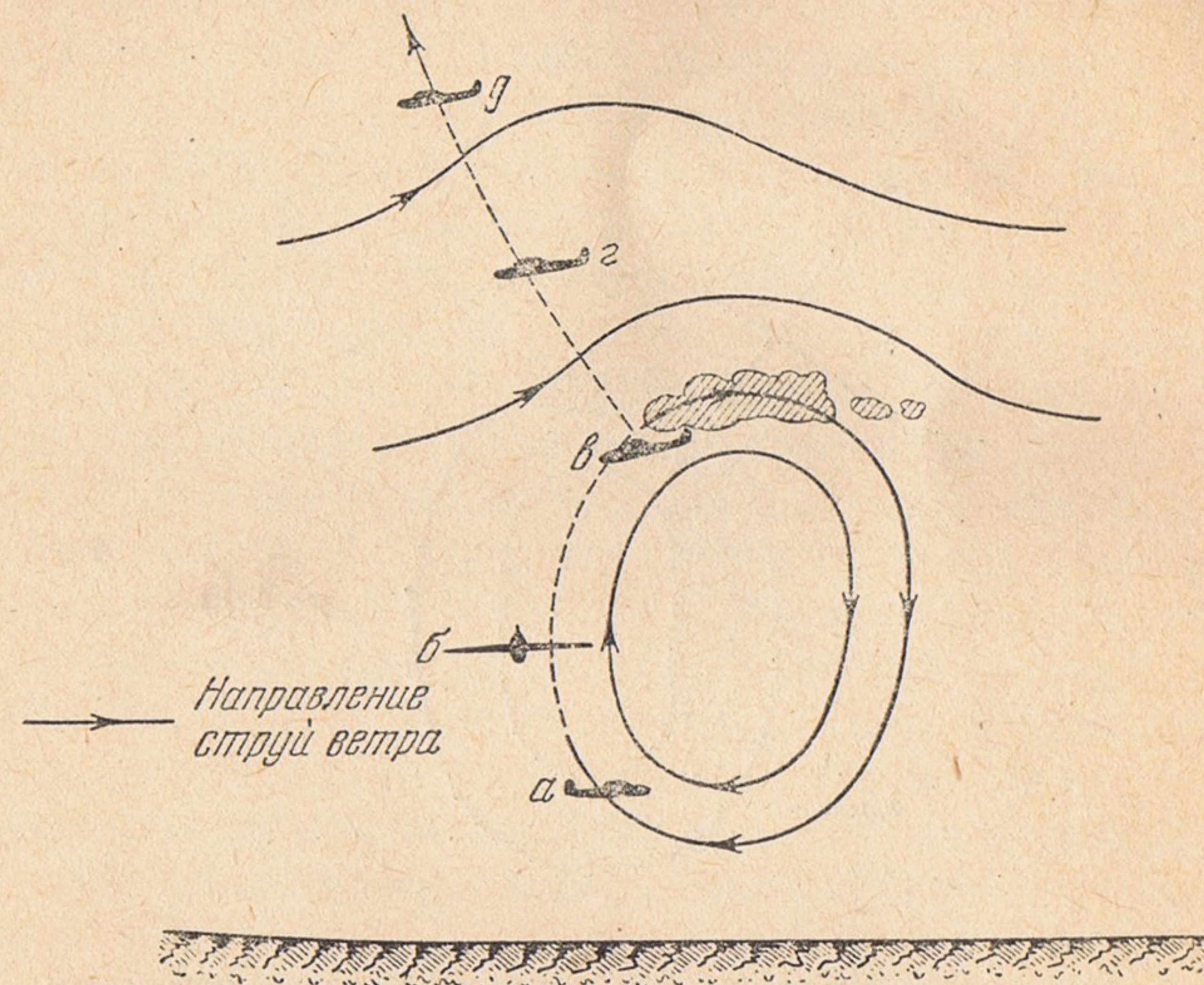


Рис. 23. Переход из роторных движений на волновые в случае очень сильного ветра

(рис. 24). Эту тактику набора высоты можно применять прежде всего в нижней и средней частях роторов.

Во время использования роторных движений для набора высоты планеристу следует обращать внимание на положение и изменения, происходящие в сопутствующих им облаках, которые иногда «отрываются» от ротора, сносятся ветром по горизонту и быстро исчезают. Планеристу в этих случаях не нужно следовать за ними, а необходимо держаться облака, вновь возникающего над ротором вместо «оторвавшегося».

Положение роторных облаков позволяет также установить, находится ли планерист в нижней, средней или верхней части ротора, что позволяет применять тактику полета, наиболее подходящую для данной части роторной зоны движения. Например, необходимо принимать

во внимание усилие ветра по мере приближения планера к уровню, на котором находятся роторные облака.

После того как станет заметно, что движения в роторном слое исчезают, следует его покинуть и лететь против направления ветра (т. е. к хребту).

Таким способом легче всего перейти из роторных дви-

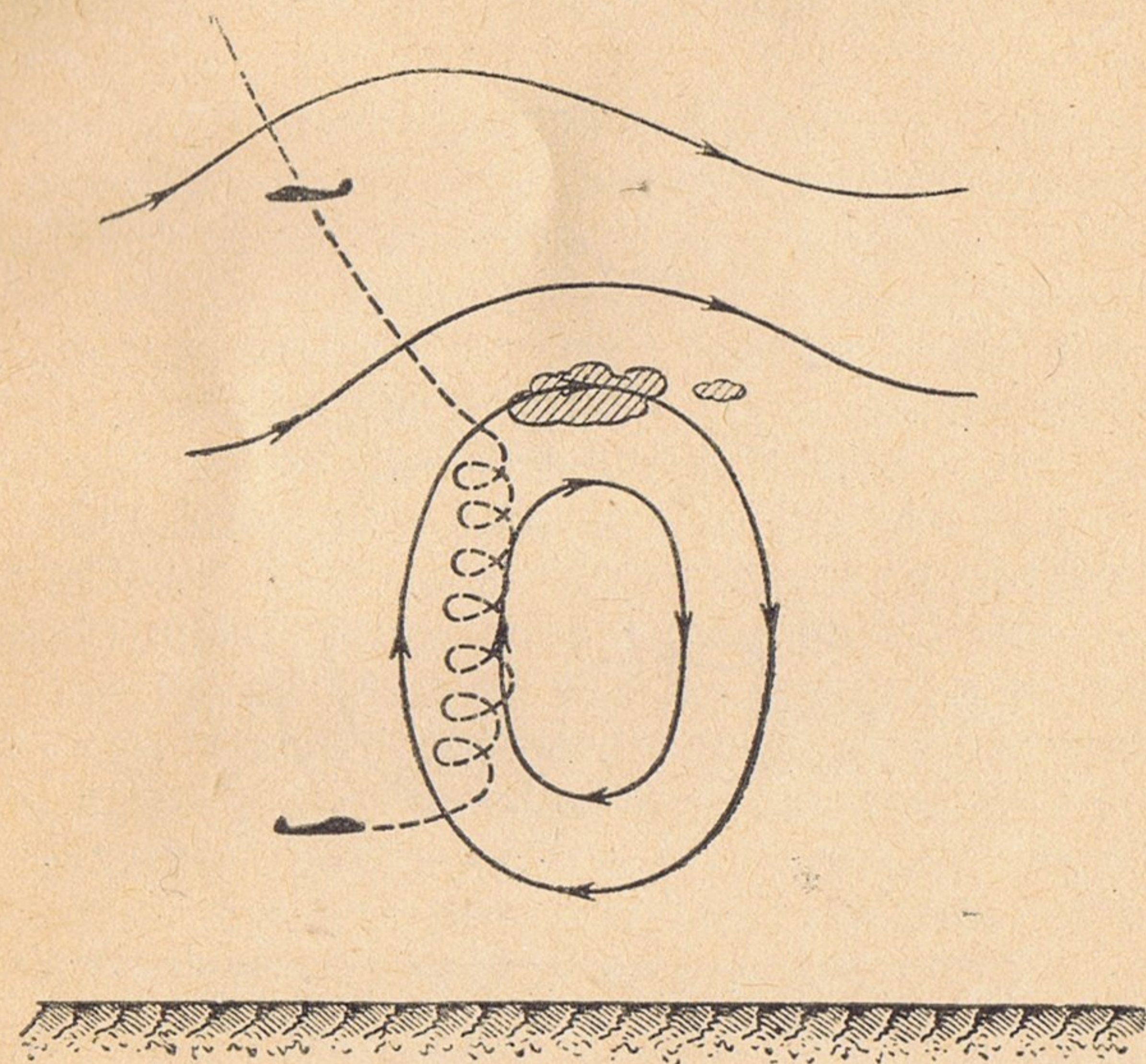


Рис. 24. Переход из роторных движений на волновые в случае относительно слабого ветра

жений на движение в волнах. Переход из роторных движений с высшей ступенью турбулентности на явно спокойные волновые движения является обычно настолько отчетливым, что без труда можно установить, когда это происходит. Если граница между обоими движениями не так отчетлива, то до момента пересечения уровня роторных облаков планерист может быть уверен, что еще не находится в волновых движениях. Установление момента перехода из роторных движений в волновые очень важно в связи с различной тактикой полета в обоих видах движений, редко отличающихся друг от друга по характеру областей вертикальных токов. После перехода в зону волновых движений, более широкую, чем зона роторных движений, достаточно удерживать планер сна-

чала в том же самом положении, а затем передвигаться медленно вперед (навстречу ветру) с одновременным набором высоты по мере перемещения зоны вертикальных движений вперед (рис. 23, г, д). При этом следует помнить, что при слабом ветре перемещение зоны вертикальных движений вперед происходит медленнее, чем при более сильном ветре.

Использование волновых движений требует точного применения тактики полета к существующей скорости ветра. При ветре со скоростью, примерно равной экономической скорости планера, следует вести его в простом полете навстречу ветру. Если скорость ветра меньше экономической скорости планера, тогда можно применять движения в сторону, «восьмерку» или делать выпады против ветра, и каждый раз после выхода из зоны максимальных вертикальных скоростей возвращаться на исходную позицию путем выполнения одной или нескольких спиралей. Если же скорость ветра больше экономической скорости планера, тогда следует применять так называемые «зигзаги». Заключается этот способ в следующем. Когда ветер сдвинет планер (установленный хвостом параллельно направлению ветра) назад, следует увеличивать скорость планера (рис. 25, а) и выходить из зоны движения, чтобы затем под влиянием ветра быть

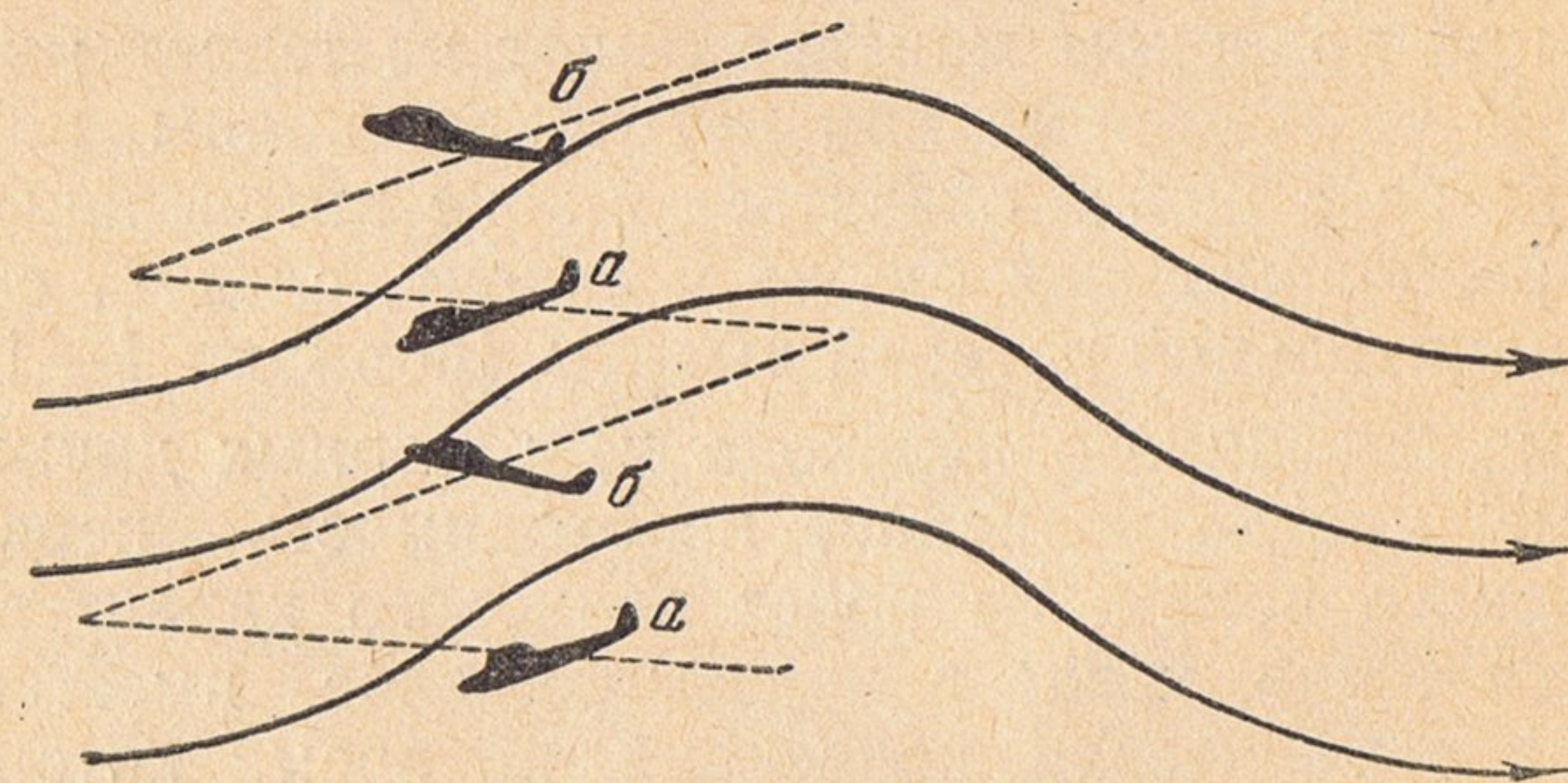


Рис. 25. Набор высоты путем «зигзагов»

сдвинутым назад (рис. 25, в), откуда вновь начинается описанный маневр.

Применение этих методов позволяет установить зону максимальных вертикальных скоростей и удерживать планер в ней. С этой целью следует во время выполнения описанных тактических приемов полета навстречу

ветру или изменения угла движения в сторону и отдельных фаз «зигзагов» внимательно следить за вариометром и каждое увеличение скорости подъема использовать на форсированный набор высоты.

Если интенсивное вынужденное волновое движение сохраняется параллельно склону на значительном расстоянии (например, в окрестности Еленей Гуры поперечная протяженность отдельных чечевицеобразных облаков доходит до нескольких десятков километров), то можно ларить вдоль наветренного края облака, например с целью найти зону максимальных движений, переждать кризис в развитии вынужденного волнового движения и т. д. Успешное разрешение указанной проблемы поможет определить, преодолит ли пилот слой относительной безжизненности с последующим переходом в зону сильных волновых движений.

Особенности тактики полета требуют иногда перехода с волны на волну. Переход с ветром с волны на волну не представляет никаких трудностей. По мере приближения к гребню волны вертикальная составляющая скорости восходящего движения исчезает, а затем движение переходит в нисходящее, скорость которого, достигнув максимального значения, постепенно доходит до нуля, чтобы вновь перейти в восходящее движение следующей волны. Благодаря большой скорости полета с попутным ветром при подобном маневре пилот не теряет много на высоте. В то же время при переходе с волны на волну против ветра с целью оказаться в зоне интенсивных движений, расположенных ближе к склону, следует считаться со значительной потерей высоты (порядка 1—1,5 км).

Кроме описанного перехода из роторных движений в волновые, иногда возникает необходимость перехода с термического полета на полет волнового характера. Это случается тогда, когда в приземном слое имеется своеобразная термическая конвекция, во время которой кучевые облака перемещаются с ветром (в противоположность роторным облакам даже сильного развития). Адам Зентек (автор работы под названием «На феоновых волнах», Издание МОН) опытным путем установил, что на высоте основания облаков восходящие движения происходят перед наветренными сторонами кучевых облаков роторного происхождения. Следовательно, пилот набирает высоту перед удаляющимся с ветром кучевым обла-

ком. Переход на волну лучше всего осуществлять в момент, когда планер, перемещаясь вместе с кучевым облаком, оказывается выше зоны вынужденного волнового движения, которое стоит неподвижно относительно горного хребта. Осуществление этого перехода является более трудным по сравнению с переходом из конвективных движений на движения волнового происхождения, так как нижняя подвижная зона вертикальных движений только через относительно короткий период времени имеет соприкосновение с зоной волновых движений.

Вынужденным волновым движениям сопутствуют обычно чечевицеобразные облака. Однако высоту не следует набирать внутри облаков даже при переходе уровней их возникновения. Пилоты могут использовать полосу восходящих движений, расположенную перед остро обозначенным краем чечевицеобразного облака. Во время использования предоблачных движений случается, что чечевицеобразное облако начинает «догонять» планер, а затем охватывать его со стороны хвоста. Если же натекание на планер чечевицеобразного облака наступает в момент, когда он находится над ним, то пилот вынужден лететь без видимости земли, по крайней мере, в течение какого-либо времени.

Положение такого рода является результатом:

— уменьшения скорости ветра, в связи с чем наступает уменьшение длины волны, а затем приближения к горному хребту облаков, сопутствующих этим волнам;

— увеличения амплитуды волн и связанного с ним увеличения вертикальной и горизонтальной мощности чечевицеобразных облаков.

Во время высотных полетов может случиться, что чечевицеобразные облака, начиная с определенной высоты, будут иметь движение, противоположное облакам, расположенным на более низких высотах. Это может быть при ветре, дующем под небольшим углом к горному хребту и неожиданно изменяющему на определенной высоте направление на несколько десятков градусов.

В одном из таких случаев (рис. 26), наблюдаемых автором в 1951 г. в Еленей Гуре, ЗЮЗ¹ вызывал вдоль

¹ Направление ветра дано штурманское. — Прим. переводчиков,

юго-восточной части склона вынужденные волновые движения, в результате чего на подветренной стороне склона образовались два чечевицеобразных облака (I, II): одно на уровне 2800 м, другое—2000 м. Однако с высоты около 3 км вместе с изменением направления ветра на ЗСЗ последовало зарождение волнового движения над частью

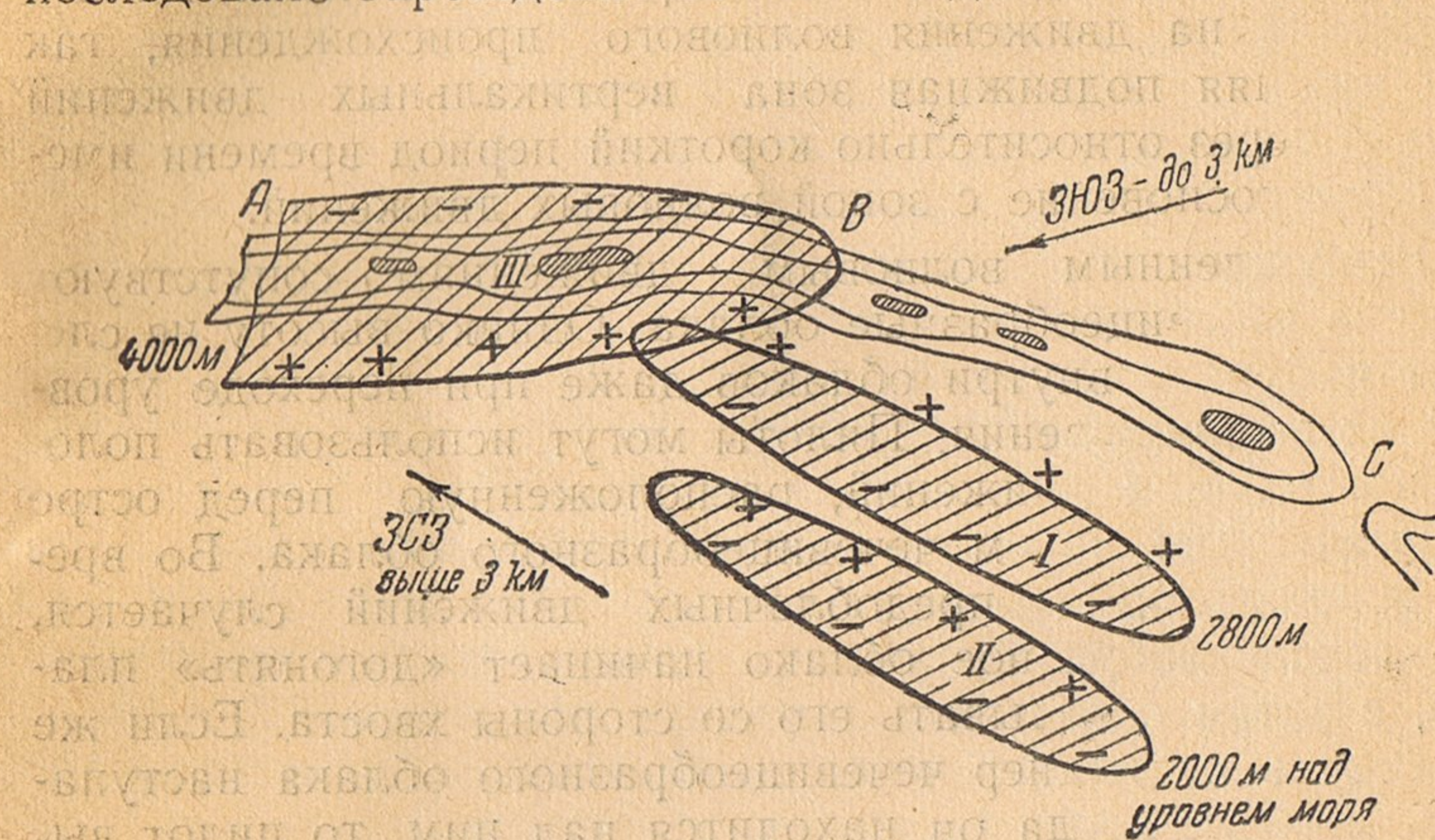


Рис. 26. Два различных положения чечевицеобразных облаков, сносимых одновременно ветрами, дующими с разных направлений

хребта АВ, на его северной стороне, которая по отношению к западно-северо-западному ветру была подветренной стороной. Расположенное на высоте около 5000 м чечевицеобразное облако III оказалось связанным с вынужденным волновым движением, возникшим на южной (чехословацкой) стороне Карконоши, а не на самом высоком ярусе «нижнего» волнового движения. Поэтому вертикальные движения находились на его северной стороне, а не на южной, как это имело место в ниже расположенных чечевицеобразных облаках. В первый момент это явление вводило пилотов в заблуждение и вызывало поиски зоны вертикальных движений не с той стороны чечевицеобразного облака.

В связи с большой вероятностью появления в определенных атмосферных условиях стратосферных вынужденных волновых движений волны II (см. рис. 15) необходимо обсудить возможности достижения этой зоны

движений. Достижение движений волны II возможно только тогда, когда вертикальное развитие волны I достаточно высокое. Чтобы достигнуть намеченной цели, следует после набора максимальной высоты в первой волне (не меньше 7 км) начать парящий полет по прямой с попутным ветром до тех пор, пока не будут достигнуты вертикальные движения волны II. Встреченные вертикальные движения следует использовать так же, как это делалось при наборе высоты на волне I даже в случае, если бы вертикальные токи были очень слабыми, так как имеются все данные, что скорость их увеличится с высотой.

Вынужденные волновые движения необходимы прежде всего для достижения больших высот, причем только преодоление нижнего (около 1000 м) слоя с сильно развитой турбулентностью, связанной с образованием роторов, требует от пилота-планериста хороших навыков в технике пилотирования. Используя вертикальные токи волновых движений, вызванных неровностями местности, планеристы достигли ряда больших превышений. В то же время мало уделяется внимания парящим полетам на дальность на носимых токах вынужденных волновых движений. Существуют две различные возможности выполнения таких полетов на вынужденной волне.

Первая возможность — выполнение перпендикулярно направленным к волне скользящих полетов с попутным ветром, особенно с очень сильным. Для осуществления такого полета на дальность и даже скорость необходимо предварительно набирать наибольшую высоту. Во время полета следует, разумеется, использовать встречаемые движения волн II и III, а также вертикальные движения термического происхождения. В наших условиях можно покрыть таким образом расстояние, превышающее 300 и более километров. Вторая возможность — выполнение парящих полетов параллельно волнам путем использования движений, находящихся на наветренной стороне волны. Горизонтальные перерывы между чечевицеобразными облаками, находящимися на одном и том же уровне, можно «перескакивать», а потерянную высоту набирать под следующим чечевицеобразным облаком. Так как при этом волны распространяются параллельно склонам, а не направлению ветра, то можно направление полета выбирать так, чтобы он происходил скорее с

попутным ветром, чем со встречным (имеется в виду частично попутным).

Для полетов на волновых токах можно использовать прежде всего те периоды, в которых не проявляются термические токи или когда они слабые, т. е. в холодное время года и ночи. В некоторых атмосферных условиях можно также совершать термико-волновые полеты. Например, набрать высоту внутри фронтального кучево-дождевого облака с последующим переходом к полету на вертикальных токах волн, возникающих на фронтальной поверхности, с целью использования их для горизонтального полета в поперечном или продольном направлении относительно расположения волн.

Остается еще рассмотреть вопрос о выполнении полетов на продолжительность, которые также увязываются с полетами на вертикальных токах вынужденных волновых движений. Заметим, прежде всего, что полеты на продолжительность (свыше 10 часов) в наших условиях можно совершать в горной местности или вдоль побережья, в последнем случае благодаря использованию в течение ночи носимых токов бризов Балтики. До сего времени польские пилоты совершали полеты на продолжительность только в горной местности, используя динамические восходящие токи, вызванные непосредственным обтеканием склона, дневную термическую конвекцию, а также токи горных бризов между заходом и восходом солнца и часто вертикальные токи, сопутствующие вынужденным стационарным движениям, несмотря на время дня. Казалось бы, что наибольшая вероятность достижения рекордных результатов по продолжительности полета существует при умелом использовании динамических потоков обтекания вместе с вертикальными токами вынужденных волн.

По нашему мнению, следовало бы, используя указания метеорологов, начинать полеты на продолжительность на динамических потоках обтекания, предшествующих появлению вынужденных волновых движений. Основываясь на них, нужно продолжать полет до момента прекращения волнового движения или начала выпадения продолжительных предфронтальных осадков.

Наиболее благоприятным временем года для совершения полетов на продолжительность — ранняя весна и поздняя осень. В эти периоды часто дуют ветры, благо-

приятствующие в отношении направления и скорости¹ возникновению потоков обтекания, а также вынужденных волновых движений, которые в равной степени интенсивно проявляются как днем, так и ночью².

Полеты на волнах холодного (быстродвижущегося) фронта. Насколько нам известно, опытные полеты на вынужденных волнах холодных быстродвижущихся фронтов не производились. Тем не менее барограммы полетов, совершаемых в соседстве с этими фронтами, явно указывают, что во время полетов использовались также и волновые подъемы. Одна из барограмм показывает, что планер после быстрого набора высоты в непосредственном соседстве с фронтом находился около часа на высоте 2900 м. Затем высота полета уменьшилась на 400 м, после чего барограмма показывала регулярные подъемы и опускания, на которых планер держался свыше двух часов. Следовательно, кажется, что после набора высоты выше шквального ворота можно затем приступить к использованию волновых движений средних слоев. Эти движения могут иногда возникнуть в процессе преобразования кучево-дождевых облаков на уровне их образования (сглаживание краев облака и выдвигание характерных «усов»).

Однако большие возможности должны дать волновые полеты вдоль главной поверхности раздела, находящегося на высоте 5—7 км. Достигнуть этого уровня в полете вне облачности можно только в случае интенсивного развития предфронтальных волновых движений. По нашему мнению, существует полная реальная возможность достижения главной поверхности раздела путем набора высоты внутри фронтальных кучево-дождевых облаков. При выходе из этих облаков по прямой с попутным ветром планер оказался бы в зоне достаточно интенсивных вынужденных волновых движений, обозначенных типичными предфронтальными чечевицеобразными облаками, удаленными на 150—200 км от фронта. Мож-

¹ В эти периоды (в метеорологии их называют «переходными периодами») в атмосфере наиболее часто наблюдаются волны препятствия еще по ряду других причин преимущественно термического характера. Однако эти явления еще недостаточно изучены — Прим. ред.

² В литературе имеется указание на то, что волновые облака имеют тенденцию возникать ночью или за 1—2 часа до восхода солнца, а не среди дня (об этом см. F. Ludlam Discovery March, 1955) — Прим. ред.

но надеяться, что польские планеристы в течение ближайших лет практически разрешат проблему полетов на вынужденных волнах, связанных с холодными быстро движущимися фронтами.

Полеты на невынужденных волнах. Вертикальные токи волн, образующихся вдоль термических задерживающих слоев, не зависящих от рельефа местности и газовых препятствий, слишком слабые (порядка $0,5 \text{ м/сек}$), чтобы, опираясь только на них, совершать планерные полеты. Это было бы возможно в том случае, если бы волнообразные облака имели такую форму, как это показано на фото 4. Однако их сплюснутые и размытые формы указывают на небольшую амплитуду невынужденного волнового движения (фото 5). По этим причинам использовать их следует при наличии в атмосфере термической конвекции для уменьшения скорости потери высоты планером во время перехода через зоны покрытия слоисто-кучевыми облаками или волнистыми высоко-кучевыми облаками. Это вполне возможно особенно тогда, когда на краю волнового движения встречной группы кучевых облаков мы наберем соответствующую высоту внутри кучевого облака с последующим переходом полета на гребень волнового движения.

Современные полеты на волне — это преимущественно высотные тропосферные полеты. Мы не должны на этом останавливаться. Надо перейти к полному использованию атмосферных волновых движений для высотных полетов, распространяющихся в глубь стратосферы до больших высот, а также полетов на дальность свыше 1000 км и на скорость.

ПРИЛОЖЕНИЯ

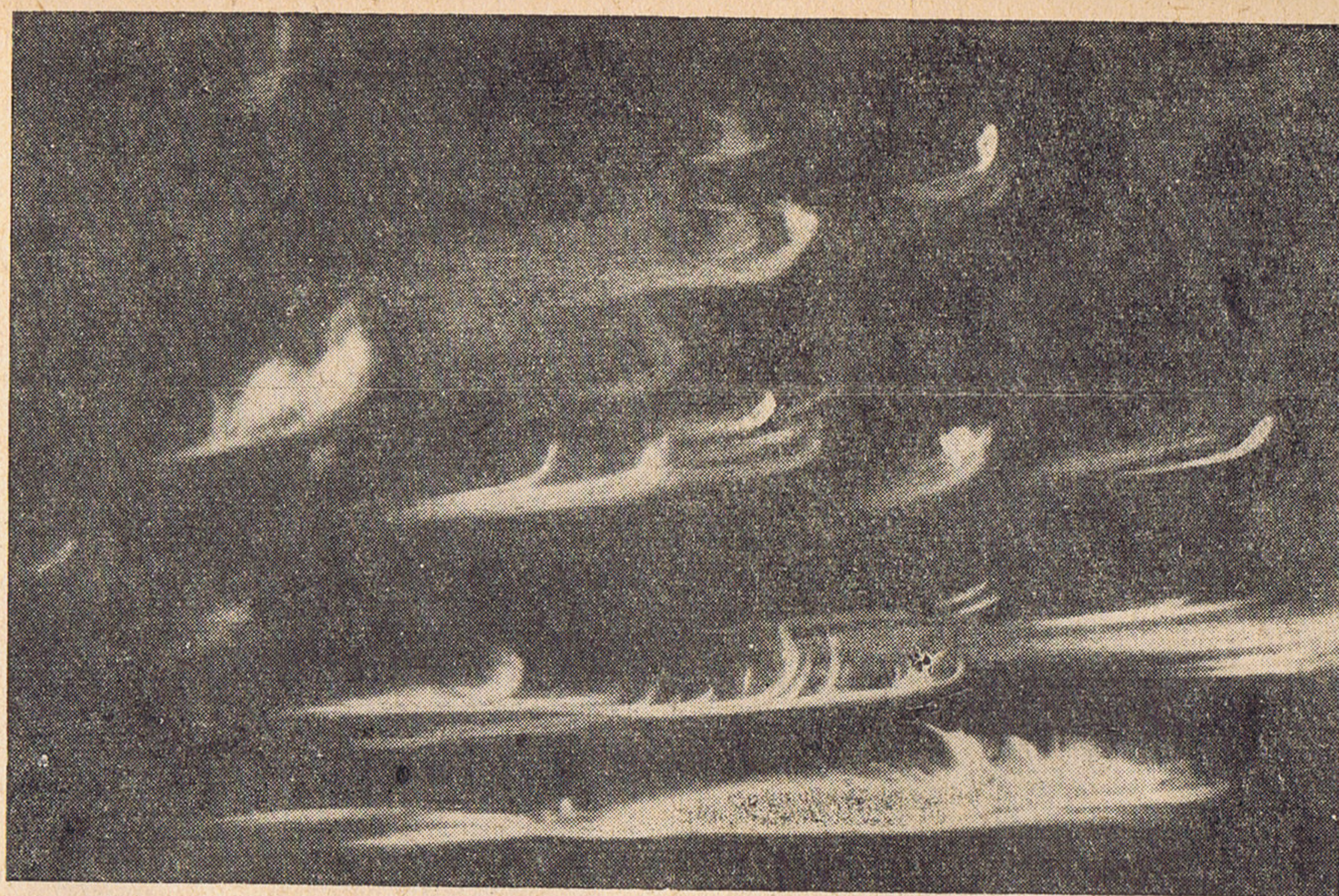


Фото 1. Перистые крючковидные облака. На снимке представлен один из многих видов перистых облаков, имеющих форму одиночных облаков волнистого строения. Облака белого цвета, часто имеют шелковистый блеск. На данном снимке отдельные облака имеют форму крючков, заканчивающихся загнутым кверху коготком, что свидетельствует о возникновении на их уровне вертикальных токов. Появление перистых облаков является признаком ухудшения погоды, особенно тогда, когда они переходят в перисто-слоистые облака.

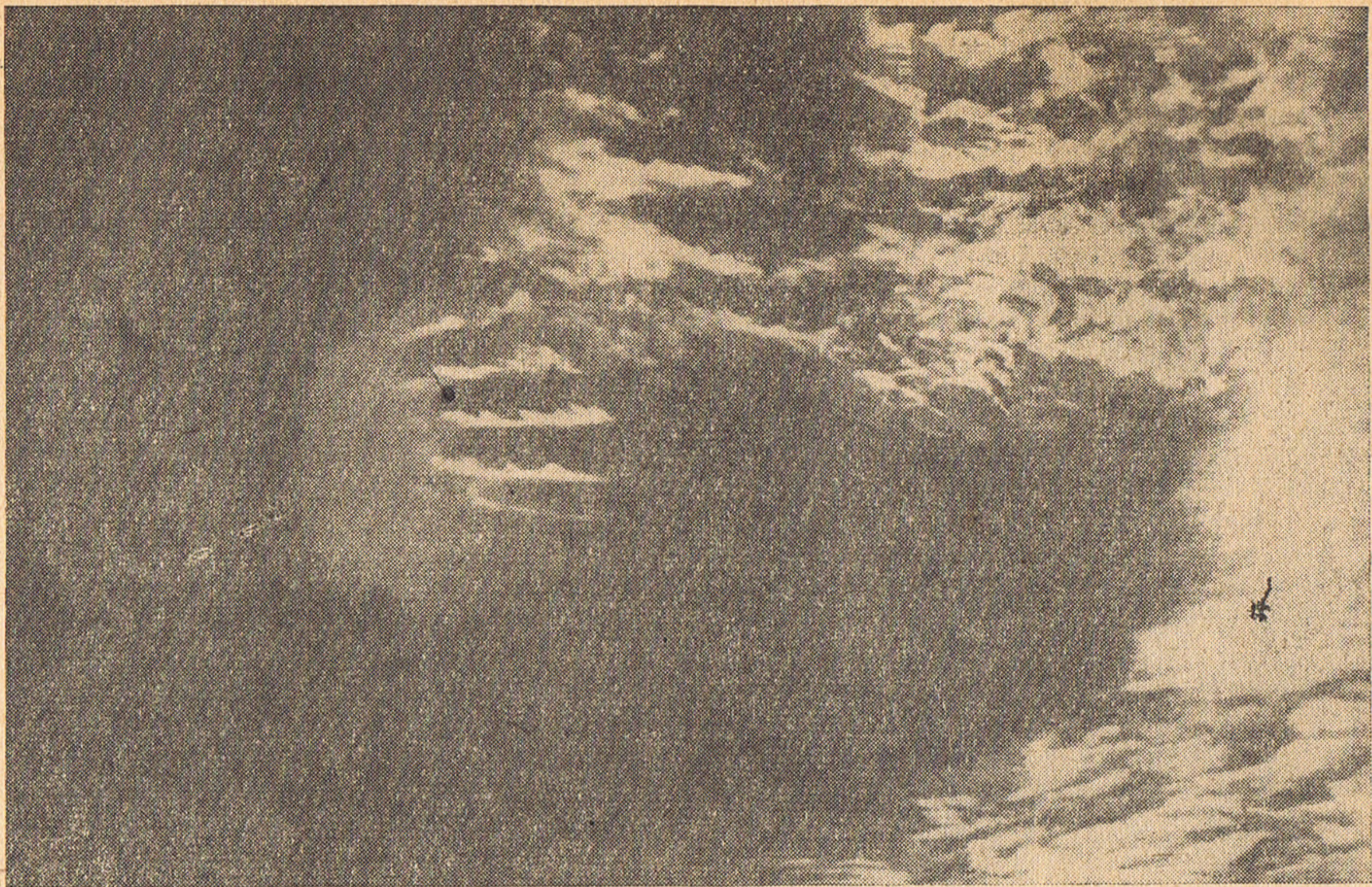


Фото 2. Перисто-кучевые облака. На верхней части снимка виден один из многих видов перисто-кучевых облаков, являющихся как бы «продырявленными» (имеющие просветы). Довольно четко выражено волновое строение и турбулентный характер перисто-кучевых облаков. Чтобы не смешивать перисто-кучевые с высоко-кучевыми облаками, сравните описание и вид фото 2 и 5.



Фото 3. Перисто-слоистые чечевицеобразные облака. Обычно перисто-слоистые облака наблюдаются в виде довольно равномерной беловатой пелены, иногда очень густой, но не заслоняющей очертаний солнца и луны. На данном снимке перисто-слоистые облака принимают довольно четко обозначенное чечевицеобразное строение, обнаруживающееся на фоне общего равномерного строения. Такой вид неба свидетельствует о большой области вынужденных волновых движений.



Фото 4. Высоко-кучевые волнистые облака. Образовавшиеся в виде параллельных полос, разделенных лазурью неба. Случай редко наблюдаемого сильного вертикального развития отдельных полос свидетельствует о возможности сопровождения этим облакам вертикальных токов со скоростью 1—2 м/сек.



Фото. 5. Высоко-кучевые волнистые облака. На снимке изображены высоко-кучевые волнистые облака, идущие в двух направлениях. Длина волн, которые как бы сходятся в одном месте, равна 2850 м. Длина перпендикулярных к ним волн составляет 1500 м. Высоко-кучевые облака появляются на самых различных высотах. В данном случае их высота составляет 6000 м. На основании того, что отдельные части высоко-кучевого облака являются плоскими (не имеющие большого вертикального развития), можно считать, что им сопутствуют слабые восходящие потоки.



Фото 6. Высоко-слоистые просвечивающиеся облака. На снимке изображено высоко-слоистое облако, через которое, как через матовое стекло, неясно видно очертание солнца или луны. Ниже облака видны темные обрывки разорванно-слоистых облаков, появление которых ниже высоко-слоистых облаков свидетельствует о том, что в скором времени начнется дождь или снег. Эти облака наблюдаются вблизи фронтальных разделов.

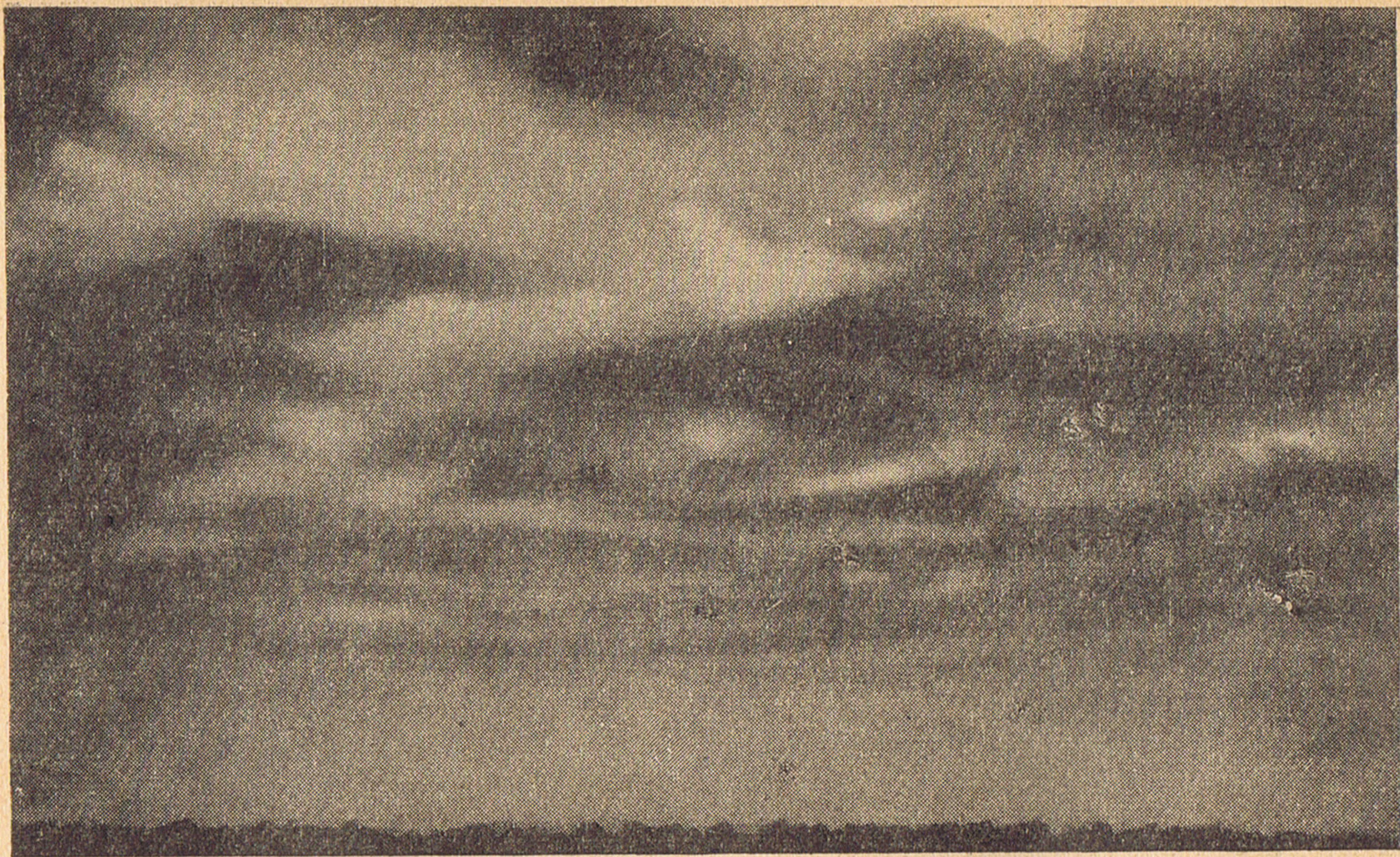


Фото 7. Слоисто-кучевые плотные облака. На снимке виден толстый слой слоисто-кучевых облаков, имеющий четко выраженное строение (ясные и темные полосы). В данном случае слоисто-кучевые облака имеют характерные углубления, которые являются как бы своего рода обратной стороной вида выемчатых. Слоисто-кучевые плотные облака в таком виде возникают во время образования вынужденных волновых движений.



Фото 8. Слоистые волнообразные облака. На снимке изображен редко встречаемый случай образования невынужденных волновых движений в виде ясных полос на фоне совершенно однообразного серого покрытия слоистого облака. Обычное волновое строение покрывающих все небо облаков (слоисто-кучевые плотные волнообразные и высоко-кучевые плотные волнообразные) довольно четкое, несмотря на отсутствие разрывов в облаках.



Фото 9. Слоисто-дождевые облака. Наблюдаются в виде однообразного темно-серого слоя, как бы слабо освещенного изнутри. Ниже такого слоя довольно часто образуются очень низкие, разорванные части облаков, называемые в зависимости от внешнего вида разорванно-кучевыми и разорванно-слоистыми, которые сначала появляются отдельно (так, как это видно на снимке), а затем, уплотняясь, образуют почти непрерывную пелену, в просветах которой чаще всего видны слоисто-дождевые облака. Трудно дать типичный снимок слоисто-дождевого облака, так как из этих облаков в основном выпадает обложной дождь или снег, однако иногда случается, что осадков из них не выпадает.



Фото 10. Кучевые плоские облака. На снимке изображены кучевые облака хорошей погоды, частично имеющие вид разорванно-кучевых облаков. Это типичный вид неба во время наличия в атмосфере слабо развитой термической конвекции.

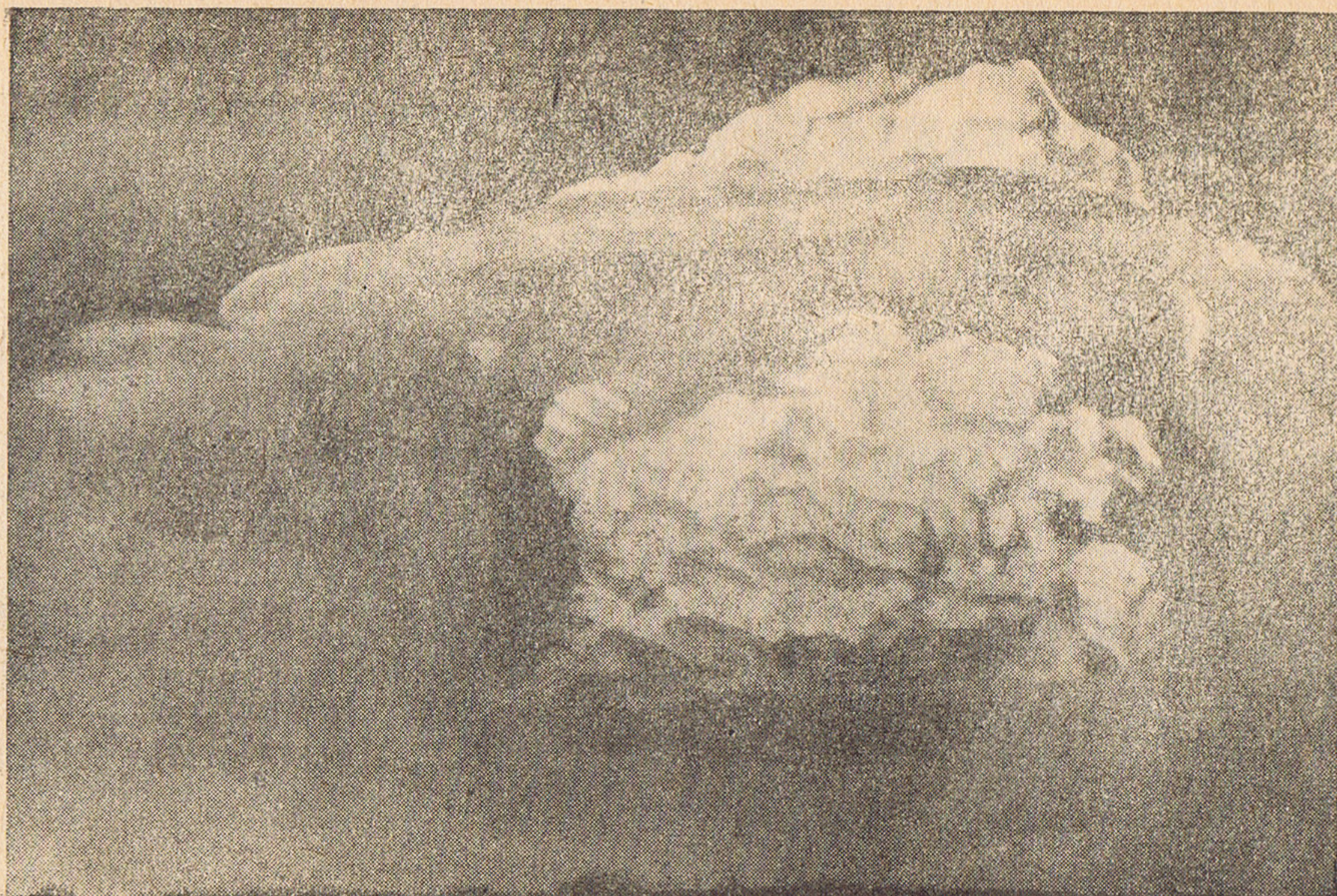


Фото 11. Мощно-кучевые облака в сочетании со слоисто-кучевыми облаками, образовавшимися из кучевых. Мощное кучевое облако, сильно развитое по вертикали, находящееся в полном своем развитии, что проявляется в четко выраженных сплетениях, напоминающих «цветную капусту». Это облако пробilo термический задерживающий слой, частично расплываясь вдоль него как слоисто-кучевое облако, образовавшееся из кучевых. На фото изображен вид неба, характерный для наличия в атмосфере сильно развитой термической конвекции до больших высот.



Фото 12. Кучево-дождевое лысое облако. Начальная стадия развития кучево-дождевого облака, в котором начинают проявляться первые признаки оледенения частиц облака. Это видно в ее части А, которая как бы «дымится» и утрачивает кучевое строение. В части В проявляются первые незначительные признаки оледенения, нарушающие его кучевообразное строение. Эта стадия быстро переходит затем в следующие фазы развития, а именно: в кучево-дождевое «волосатое» (фото 13), а затем в кучево-дождевое с наковальней (фото 14).



Фото 13. Кучево-дождевое «волосатое» облако. В этой фазе развития кучево-дождевое облако имеет уже части четко выраженного оледенелого строения, находящегося в стадии дальнейшего оледенения. Некоторые элементы оледенелой части облака принимают частично форму, подобную наковальне, а другие находятся только в стадии превращения в форму наковальни. После некоторого времени верхние части этого облака полностью оледенеют и примут форму наковальни (фото 14).

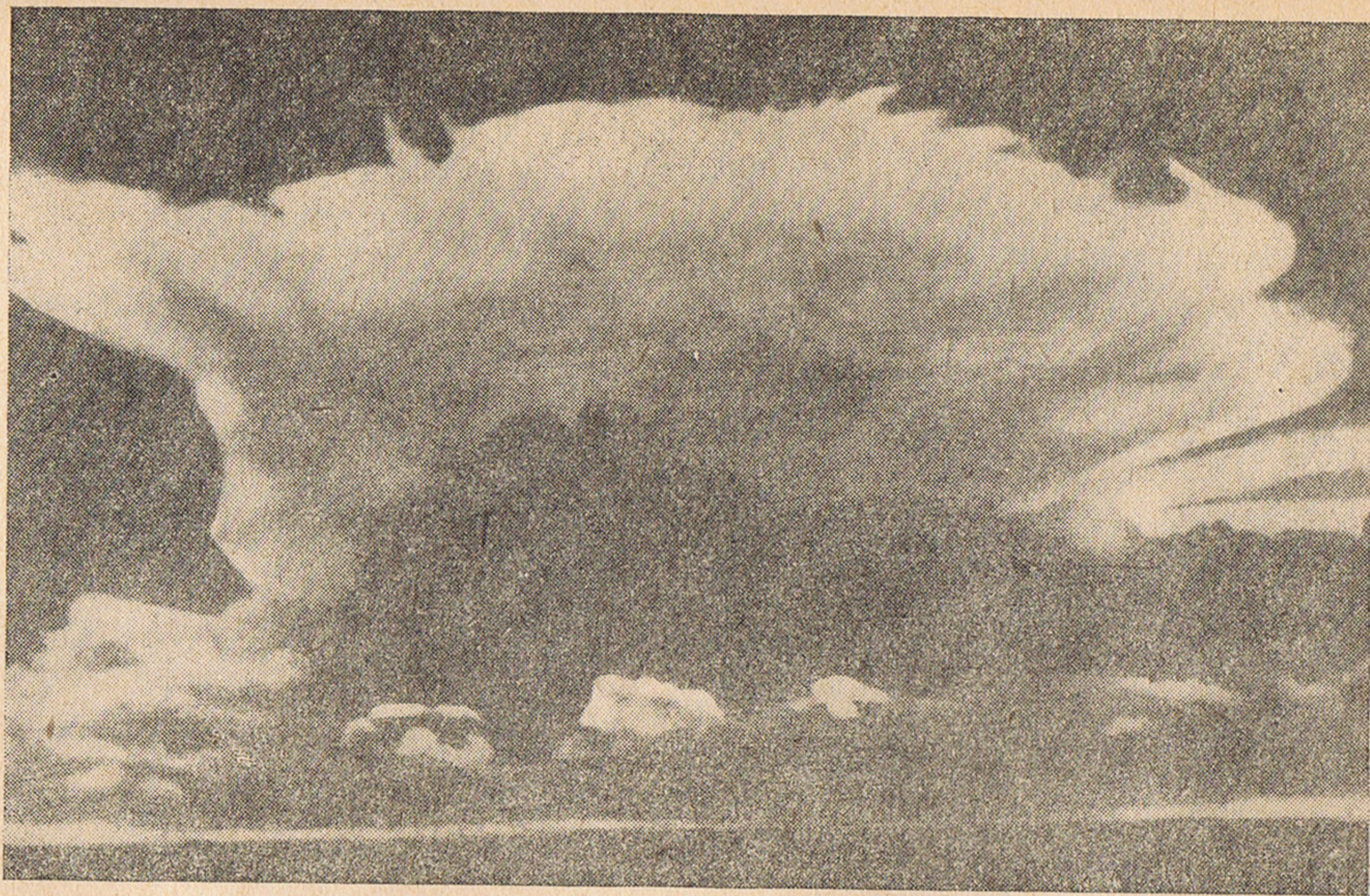


Фото 14. Кучево-дождевое облако с наковальней. Последняя стадия развития кучево-дождевого облака. Чаще всего эти облака называются кучево-дождевыми грозовыми. На снимке четко видна мощная оледенелая часть и темно-синяя нижняя кучевая часть смешанного строения. На этой стадии развития из кучево-дождевых облаков выпадают интенсивные кратковременные осадки (ливневой дождь или град).



Фото 15. Мощно-кучевые и слоисто-кучевые облака. На снимке видно, что кучевые облака наблюдаются только в просветах между полосами слоисто-кучевых облаков, находящихся в этом случае на высоте 2000 м и имеющих вертикальное развитие около 500 м. Это типичный вид неба во время наличия термической конвекции, ослабляемой слоисто-кучевыми облаками.



Фото 16. Мощные кучевые или кучево-дождевые облака, сопровождаемые низкими разорванными облаками плохой погоды. На фоне белого кучевого облака видны полосы осадков. Видны также обрывки облаков «плохой погоды». Это типичный вид неба, сопутствующий вторжению холодных масс воздуха с четко выраженным неустойчивым равновесием, во время которого проявляется интенсивная термическая конвекция.

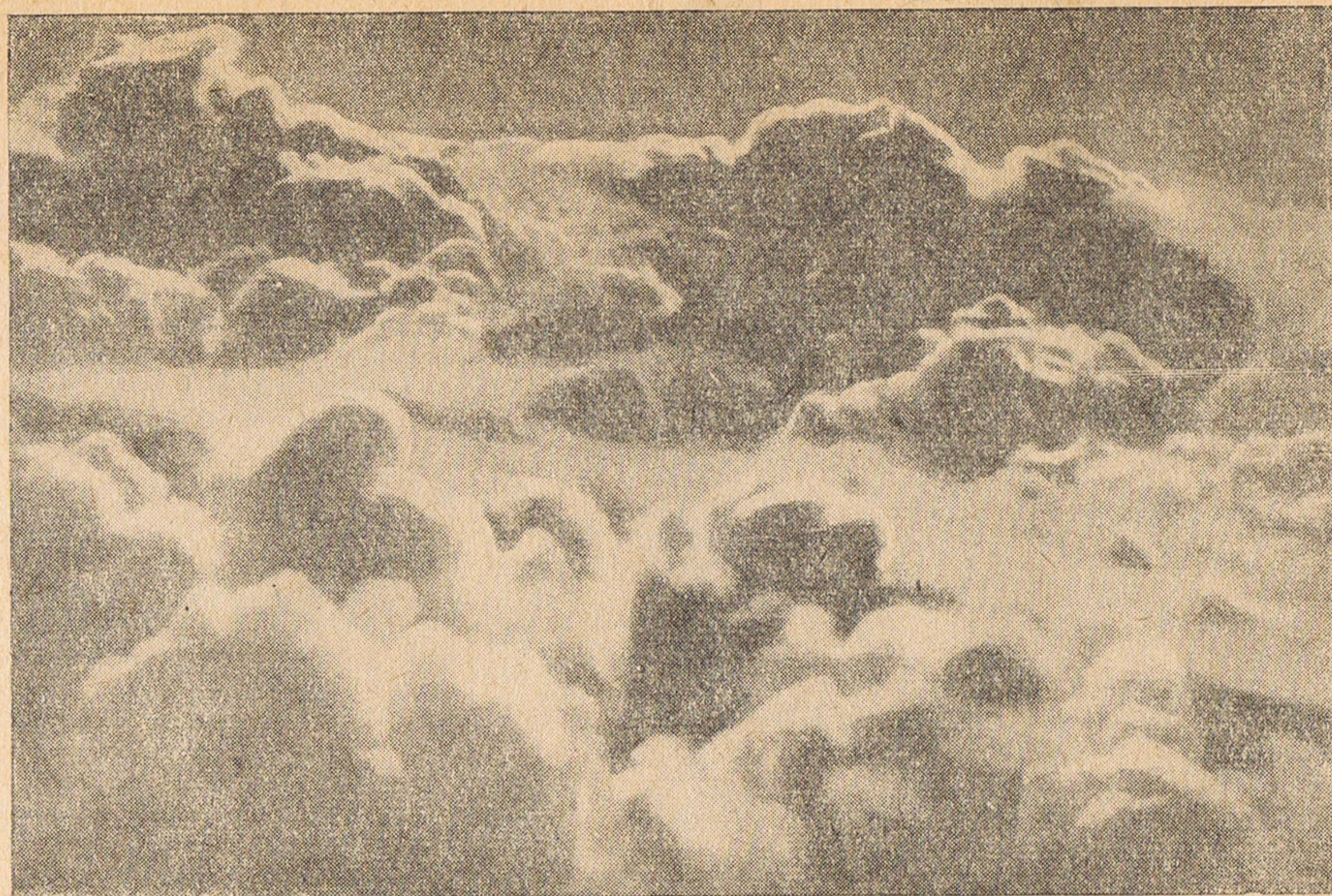


Фото 17. Облака вертикального строения. Вид сверху на почти плотные, сплетенные кучевые облака, на немногочисленные кучево-дождевые лысые и слоисто-кучевые. Этот тип покрытия неба облачностью сопутствует наплыву влажных масс холодного воздуха, создает благоприятные, хотя и трудные с точки зрения пилотирования условия на дальность и скорость парящих полетов.

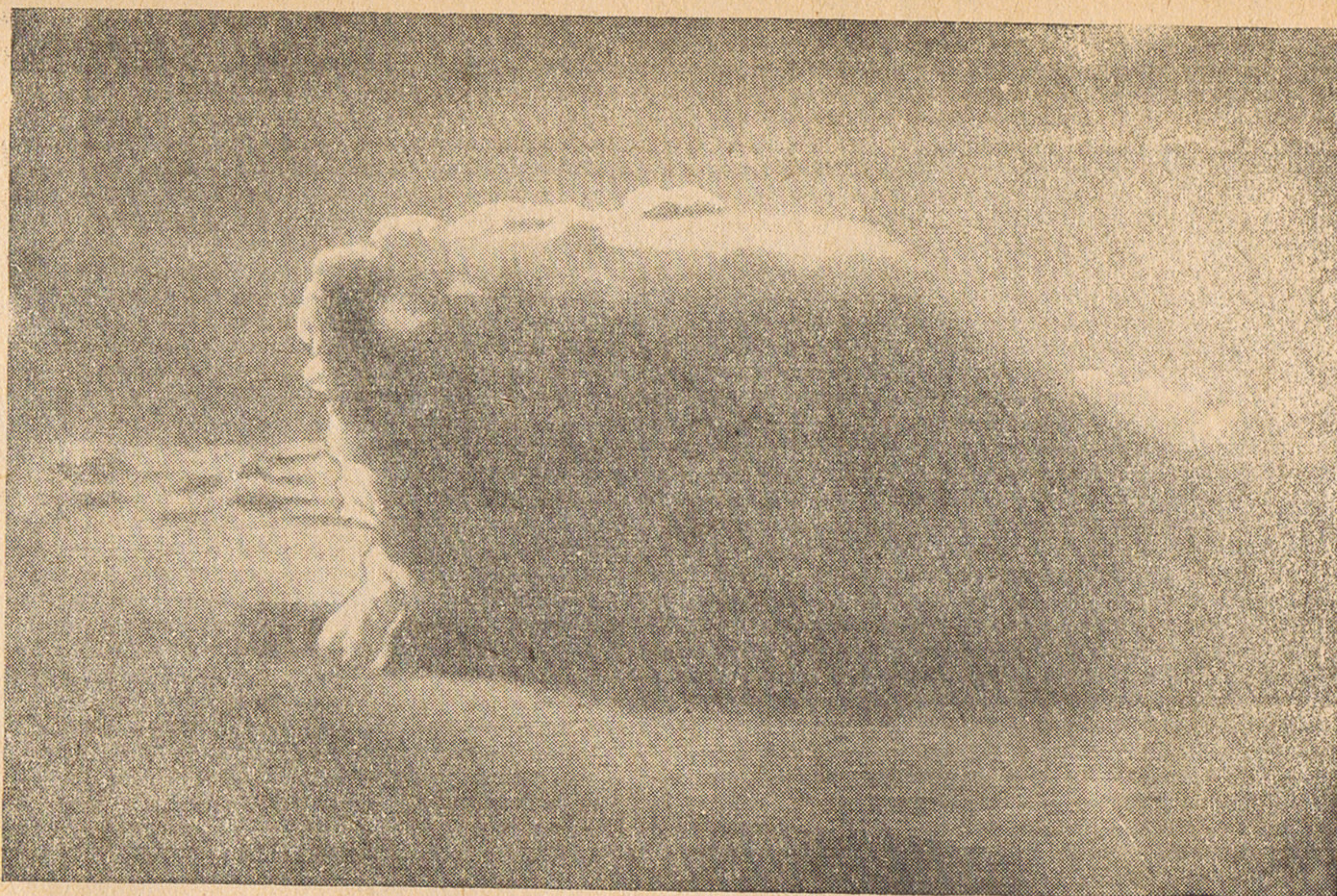


Фото 18. Слоисто-кучевые плотные и мощно-кучевые облака. Иногда случается, что сквозь мощный горизонтальный слой слоисто-кучевых плотных облаков проникают отдельные кучевые облака, достигающие сильного вертикального развития. Изображенная на снимке вершина мощно-кучевого облака частично покрывает легкую вуаль (шапку), которую нельзя смешивать с явлением оледенения облака.



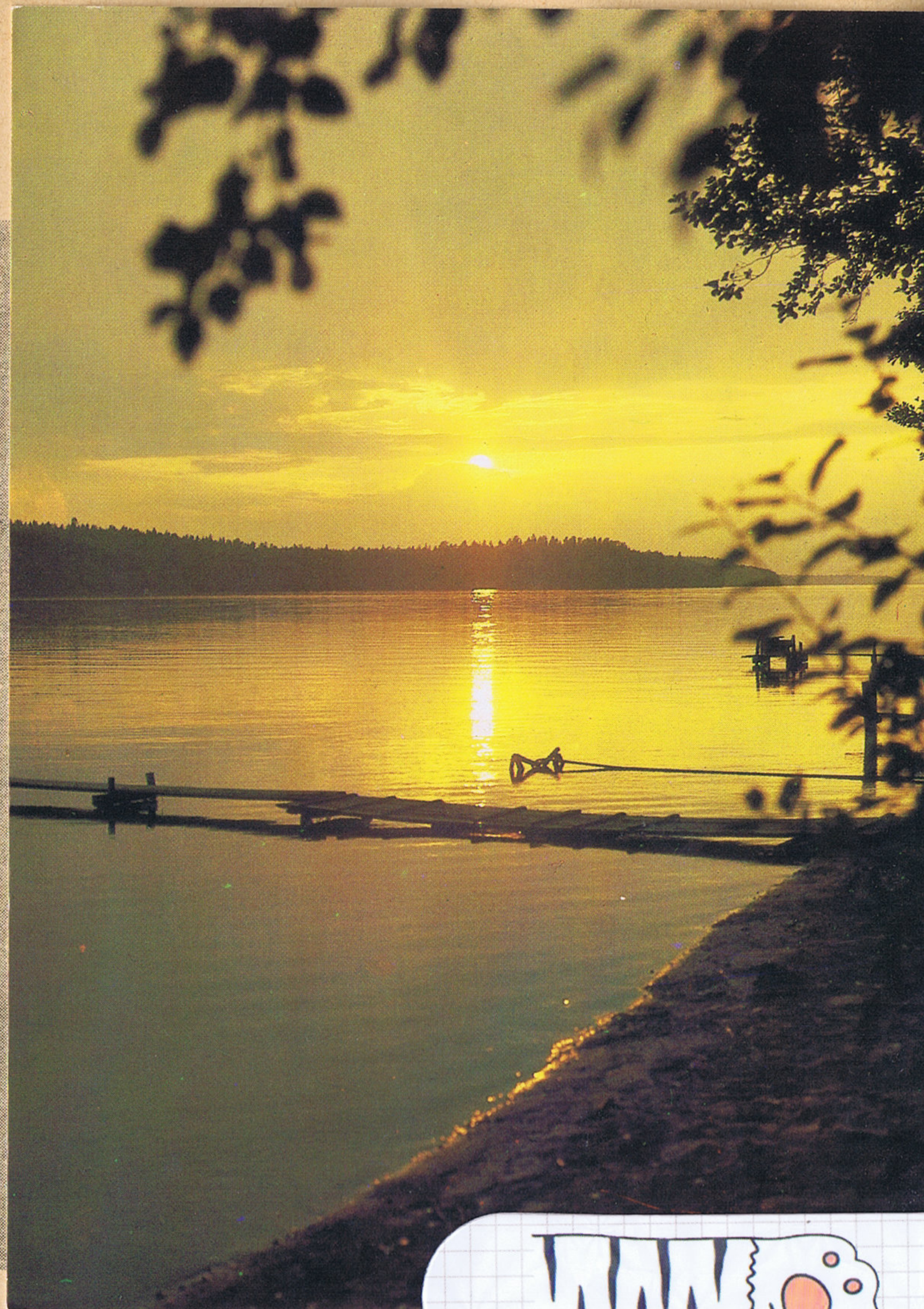
Фото 19. Кучевые волнистые облака. Вид сверху на тянущиеся на большие расстояния полосы кучевых облаков, ограниченные в своем развитии инверсией.



Фото 20. Кучево-дождевое вымеобразное облако. Основание кучево-дождевого облака, волнообразность формы которого указывает на факт соприкосновения внутриоблачных нисходящих токов (в нижней части облака) с подоблачными восходящими токами. Под такими облаками обычно имеются хорошие условия для парения.



Фото 21. Кучево-дождевое облако с грозовым «воротом». Довольно однообразный вид кучево-дождевого облака, на фоне которого видна темная часть, называемая шкваловым воротом, ниже которого появляются многочисленные разорванно-подвижные части, свидетельствующие о сильном турбулентном движении, сопутствующим явлению грозового ворта.



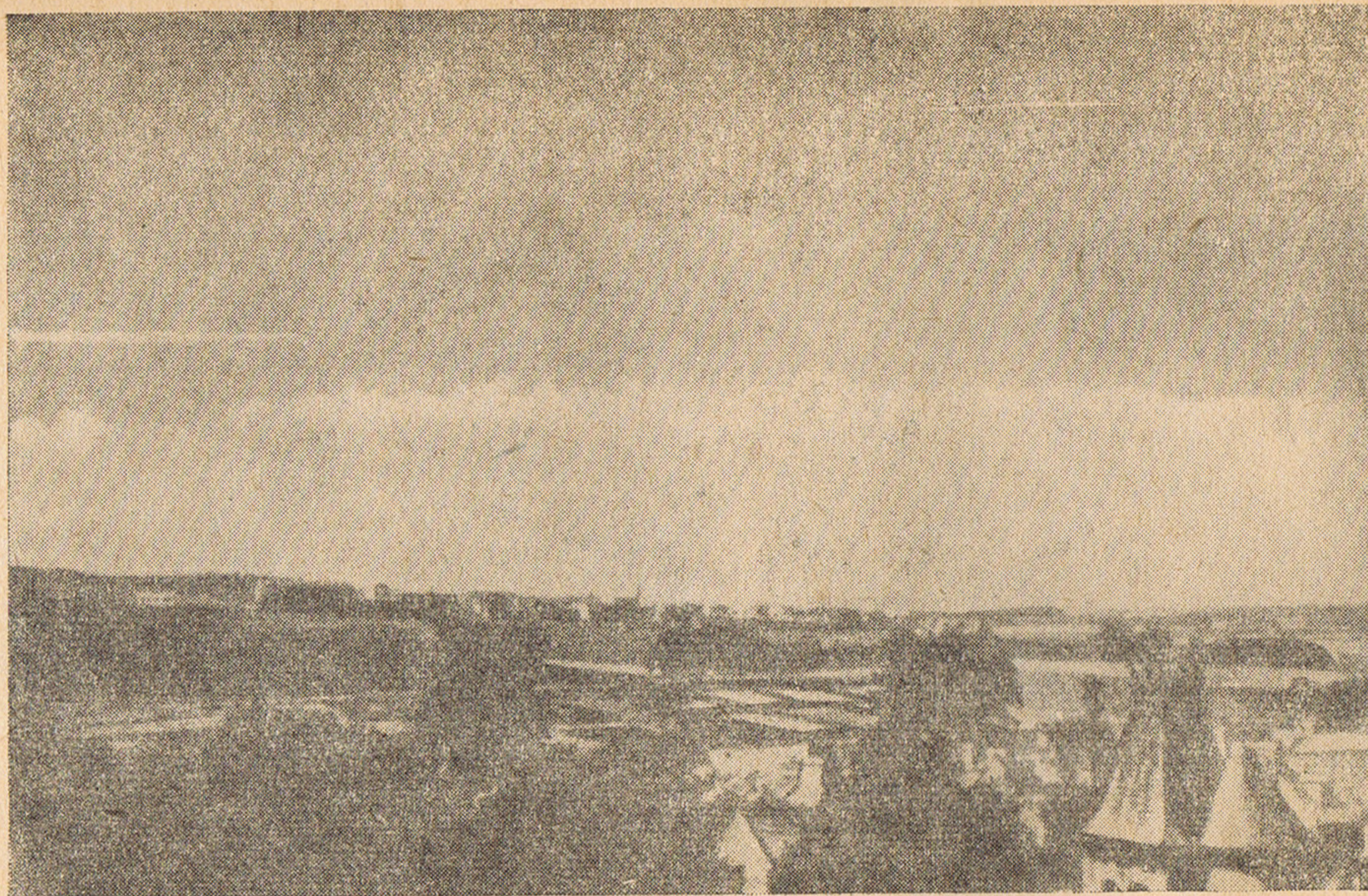


Фото 22. Высоко-кучевые башеннообразные облака. Появляются в виде ряда выступов, находящихся на длинном общем основании. Облака обычно образуются в небольшом количестве, покрывая лишь незначительную часть неба. Образование этих облаков свидетельствует о наличии на их уровне четко выраженного неустойчивого равновесия. Часто они являются предвестником приближения грозы.



Фото 23. Высоко-кучевое чечевицеобразное облако. Шестиярусное чечевицеобразное облако, наблюдавшееся автором 8 декабря 1949 г. в 9.00 в Шклярской Порембе. С правой стороны виден вал облаков феонового ветра, переваливающийся через хребет Карконоши. Внизу облака четко видно, что нижние ярусы имеют выпукло-вогнутую форму.



Фото 24. Высоко-кучевое чечевицеобразное облако. Трехъярусное высоко-кучевое чечевицеобразное облако, появляющееся на фоне однообразного слоя облаков; ярусность и чечевицеобразность выражены только по краям. Внутри таких облаков можно встретить сильное оледенение и внутриоблачные осадки. Выше небо покрыто перисто-слоистыми облаками.

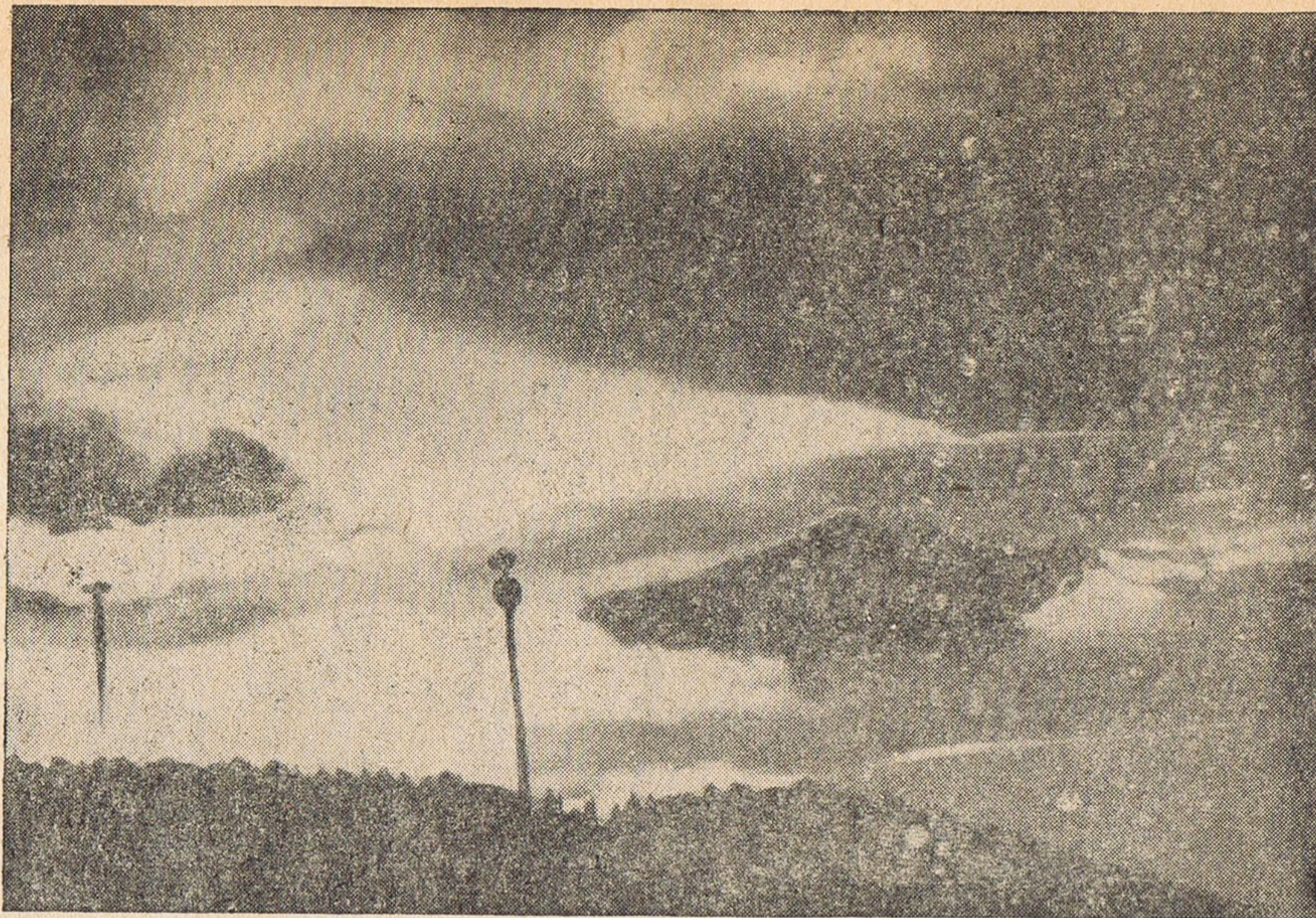


Фото 25. Высоко-кучевое чечевицеобразное и разорванно-кучевое облако роторного происхождения. Отдельное высоко-кучевое чечевицеобразное облако с не слишком четко выраженным строением, появляющееся ниже густой пелены перистых и перисто-слоистых облаков. Ниже высоко-кучевого чечевицеобразного облака образуются характерные разорванно-кучевые облака роторного происхождения с многими небольшими, постоянно возникающими и исчезающими облачными элементами (облака, наблюдавшиеся автором с аэродрома в Еленей Гуре 20/XI 1951 г. в 15.26 в направлении ЮЗ).



Фото 26. Высоко-кучевое чечевицеобразное облако. В верхней части снимка видно преобразование высоко-кучевых просвечивающихся облаков в высоко-кучевые чечевицеобразные. В нижней части снимка видны типичные чечевицеобразные облака.

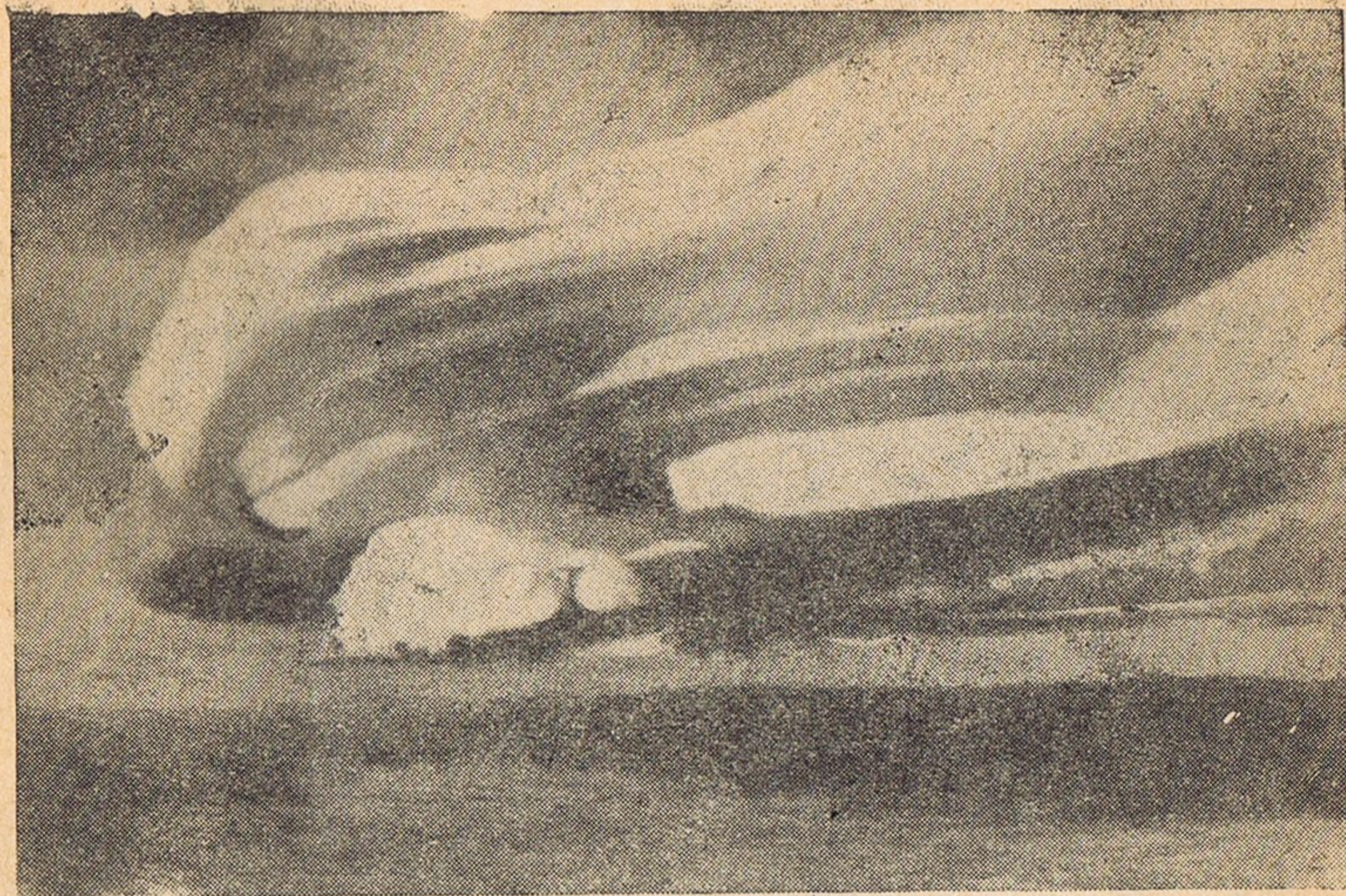


Фото 27. Кучево-дождевое чечевицеобразное облако. Мощное 12-ярусное чечевицеобразное облако с очень сильным вертикальным развитием. Образовалось путем преобразования кучево-дождевого облака после перемещения его с ветром на подветренную сторону склона, где наблюдались хорошо развитые вынужденные волновые движения.

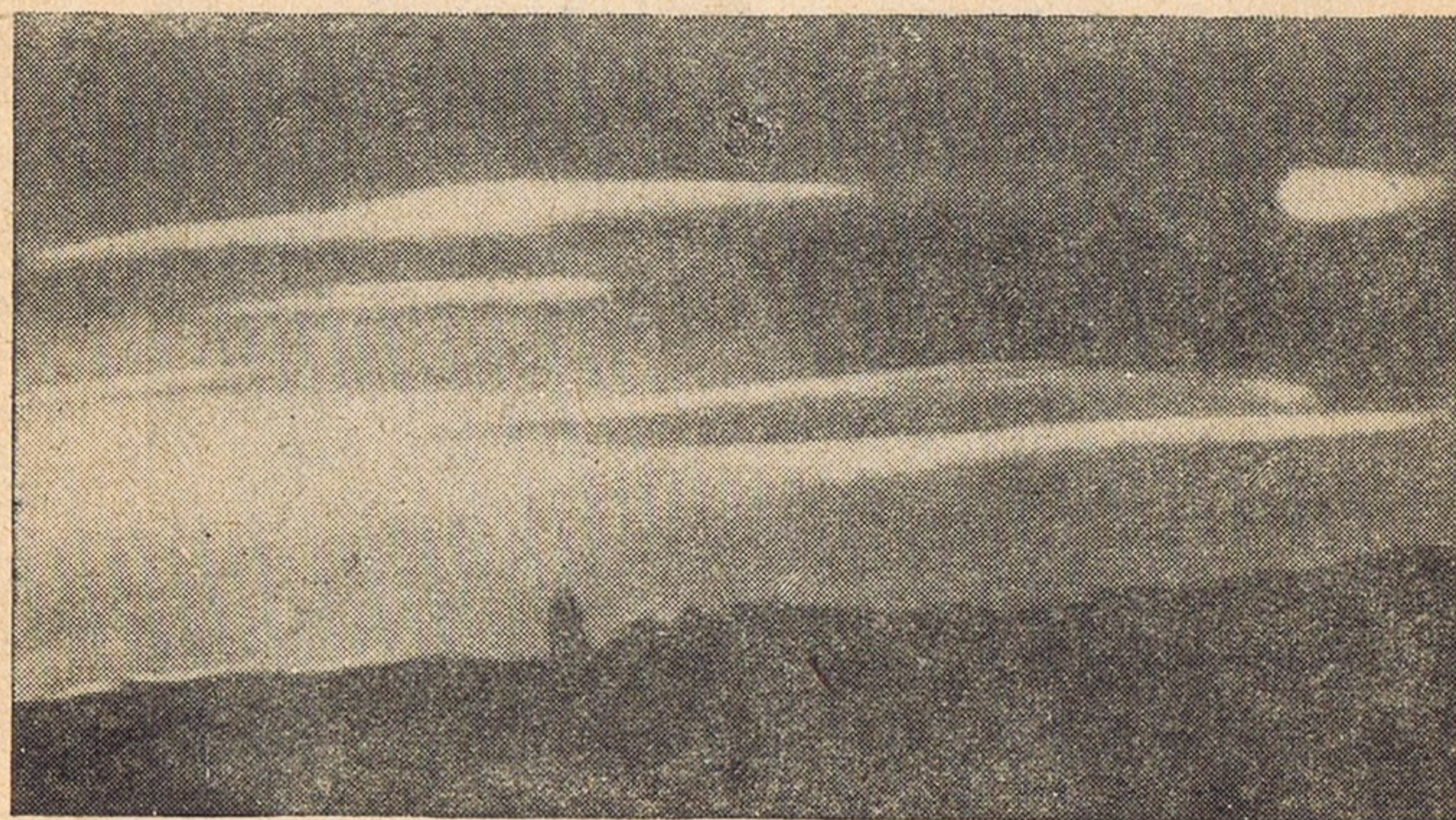


Фото 28. Стратосферные светящиеся облака. Светящиеся облака, образующиеся иногда в стратосфере на высоте 20—30 км. Они имеют четко выраженное чечевицеобразное строение и наблюдаются только тогда, когда данный район находится в зоне феонового ветра. Образуются эти облака в результате очень сильного вертикального развития волновых движений, вызванных неровностями местности.

