

**ӘЛ-ФАРАБИ АТЫНДАҒЫ  
ҚАЗАҚ ҰЛТТЫҚ УНИВЕРСИТЕТІ**

**Л.М. Шушарина, Г.О. Оракова,  
А.Н. Мунайтпасова**

**АУА РАЙЫН БОЛЖАУДЫН АРНАЙЫ  
ӘДІСТЕРІ БОЙЫНША  
ЛАБОРАТОРИЯЛЫҚ ПРАКТИКУМ**

Алматы  
«Қазақ университеті»  
2015

Басылымға аль-Фараби атындағы ҚазҰУ география және табиғатты пайдалану факультеттінің Ғылым Кеңесімен ұсынылған

УДК 551.501

ББК

Ш

### **Рецензенттері:**

География ғылымының кандидаты А.С. Нысанбаева

### **ШушаринаЛ.М., Оракова Г.О., Мунайтпасова А.Н.**

Ауа райын болжаудың арнайы әдістері бойынша лабораториялық практикум: практикум. – Алматы: Қазақ университеті, 2015. – с.

### **ISBN**

Практикум «Ауа райын болжаудың арнайы әдістері» курсының бағдарламасына сәйкес дайындалған, 10 лабораториялық жұмыстардан тұрады. Студенттерге Қазақстан территориясы бойынша 12, 24 және 36 сағатқа әртүрлі метеошамалар мен құбылыстардың болжамын құрастыруда дағдылануды үйретуге байланысты сұрақтарға үлкен көңіл бөлінген. Әр лабораториялық жұмыс теория бойынша қысқаша мағлұматтардан тұрады, жұмыстардың мақсаты мен оны орындаудың әдістемелік нұсқаулары берілген.

Лабораториялық практикум гидрометеорологиялық институттардың, университеттердің студенттері үшін, және де инженер-метеорологтар үшін оқулық құрал ретінде қолдануға ұсынылған.

УДК

ББК

© ШушаринаЛ.М., ОраковаГ.О.,  
Мунайтпасова А.Н., 2015.

© КазНУ им. аль-Фараби, 2015.

ISBN

## Мазмұны

Алғы сөз	5
<b>1. Синоптикалық жағдайды болжау</b>	6
1.1 Ауа райының болжамды жер картасын құрастыру	7
1.2 Қысым орталықтарының болашақ орналасуын болжау	8
1.3 Фронттардың болашақ орналасуын табу	12
1.4 Барикалық құрылымдардың пайда болуы мен эволюциясын болжау	12
1.5 Әр түрлі пункттердегі қысымның болашақ мәндерін есептеу	15
<b>2. Желді болжау</b>	21
2.1 Жерге жақын қабаттағы желді болжаудың жалпы жағдайлары	21
2.2 Желдің аймақтық болжамы	23
2.3 Желдің локальды болжамы	28
2.4 Дауылдарды болжау	35
2.4.1 Дауылдардың дамуына қолайлы синоптикалық жағдайлар	36
2.4.2 Дауылдардың дамуының термодинамикалық жағдайлары	38
<b>3. Жерге жақын қабаттағы ауа температурасын болжау</b>	43
3.1 Ауаның максималды температурасын болжау (12, 36 сағ.)	50
3.2 Экстремальды температураларды тірек шамалар бойынша болжау (Г.В. Куприянов бойынша)	52
3.3 Ауаның минималды температурасын А.С. Зверев әдісі бойынша болжау	55
3.4 Температура (Т) мен шық нүктесінің (Т <sub>а</sub> ) вертикальды таралуын болжау және стратификацияның болжамды қисық сызықтарын тұрғызу	58
<b>4. Ақ және сіркіреуік жауындарды болжау</b>	67
4.1 Жауын-шашындардың фазалық күйін болжау	73
4.2 АД көмегімен ақ жауындардың мөлшерін есептеу	75
<b>5. Конвекциямен байланысты құбылыстарды болжау</b>	80
5.1 Конвективті құбылыстарды Н.С. Шишкин әдісі бойынша болжау	83
5.2 Бұршақты Н.И. Глушкова әдісі бойынша болжау	86
5.3 Найзағайды болжау	95
5.3.1 Найзағайды Р.С. Голубов әдісі бойынша болжау	96
Пайдаланылған әдебиеттер тізімі	100
Қосымша	101

### **Аннотация**

Практикум «Ауа райын болжаудың арнайы әдістері» курсының бағдарламасына сәйкес дайындалған, 10 лабораториялық жұмыстардан тұрады. Студенттерге Қазақстан территориясы бойынша 12, 24 және 36 сағатқа әртүрлі метеошамалар мен құбылыстардың болжамын құрастыруда дағдылануды үйретуге байланысты сұрақтарға үлкен көңіл бөлінген. Әр лабораториялық жұмыс теория бойынша қысқаша мағлұматтардан тұрады, жұмыстардың мақсаты мен оны орындаудың әдістемелік нұсқаулары берілген.

Лабораториялық практикум гидрометеорологиялық институттардың, университеттердің студенттері үшін, және де инженер-метеорологтар үшін оқулық құрал ретінде қолдануға ұсынылған.

### **Abstract**

These laboratory assignment series is part of the "Special Methods of Weather Forecast" course. It contains 10 laboratory assignments. This series focuses on providing students with practical skills for producing 12-, 24-, and 36-hour forecasts of various meteorological values and weather events on the territory of Kazakhstan. Each laboratory assignment includes a brief theoretical summary, objectives, and instructions. The practical training is intended to be used as a learning aid for the students of hydrometeorological departments, as well as for practicing meteorologists.

### **Аннотация**

Практикум подготовлен в соответствии с программой курса «Специальные методы прогноза погоды». Он содержит 10 лабораторных работ. Наибольшее внимание уделено вопросам, связанным с приобретением студентами практических навыков составления прогнозов различных метеовеличин и явлений по территории Казахстана на 12, 24 и 36 часов. Каждая лабораторная работа включает краткие сведения по теории, сформированы задачи работы и даны методические указания по её выполнению.

Лабораторный практикум предназначен в качестве учебного пособия для студентов гидрометеорологических институтов, университетов, а также инженеров – метеорологов.

### **Алғы сөз**

«Ауа райын болжаудың арнайы әдістері» курсы бойынша практикум гидрометеорологиялық институттар мен университеттердің метеоролог студенттеріне арналған оқу бағдарламасындағы синоптикалық метеорология курсының барлық бөлімдері бойынша лабораториялық жұмыстарын жүргізуге арналған. Әр лабораториялық жұмыстарда теориялық сұрақтардың қысқаша мазмұны, формулалар, кестелік мәліметтер және лабораториялық жұмыстарды орындауға қажет басқа да мәліметтер берілген. Тапсырмаларды орындау бойынша ұсыныстар, қолданылатын бастапқы мәліметтер көрсетілген.

Барлық лабораториялық жұмыстар ауа райын болжауға арналған. Ауа райын болжау метеорологиялық шамалар мен құбылыстардың күтілетін мәндерінің кешені болып табылатындықтан, практикумға Қазақстанның болжау қызметінде қолданылатын жеке метеорологиялық шамалар мен құбылыстарды болжау әдістерін үйрену бойынша тапсырмалар берілген.

Практикум мақсаты болып ауа райы болжамына кіретін жеке метеошамалар мен құбылыстардың болжамын құруда тәжірибе жинау мен әдістерді үйрену.

## 1. Синоптикалық жағдайды болжау

Синоптикалық жағдай деп ауарайы карталарында көрсетілген, дәл қазіргі уақыттағы атмосфералық процесстердің жиынтығын айтады.

Ауа райын болжамас бұрын инженер-синоптик болжам берілетін мерзімдегі атмосфералық процесстердің дамуы туралы нақты білуі қажет. Сонымен қатар атмосфералық фронттардың пайда болуы, эволюциясы, жылжуы мен болашақ орналасуы, ауа массаларының трансформациясы сипатын ескеру керек. Келесі кезеңге атмосфералық процесстердің даму сызбасын құру – барикалық құрылымдар, атмосфералық фронттар (АФ) мен ауа массаларының жылжуы мен эволюциясын болжау синоптикалық жағдайдың болжамы деп аталады.

Синоптикалық жағдайдың болжамы алдыңғы кезеңдегі процесстердің физикалық сараптамасы (немесе диагнозы) негізінде ғана мүмкін болады. Синоптик алдыңғы кезеңде процесстердің дамуы қалай жүрді, бұл дамуға қандай факторлар әсер етті және анықталған факторлардың келесі кезеңдерде сақталу мүмкіндігін анықтауы қажет.

Синоптикалық жағдайды болжаудың мағынасы айқын (ақиқат, белгілі). Әр ауа массасына, фронтқа, қысымжүйелерінің әртүрлі бөлігіне ауа райының нақты типі сәйкес келеді. Синоптикалық жағдайды және оның өзгеруін болжау арқылы осы аудандағы ауа райының жалпы сипатын да болжаймыз. Тұтынушыларды атмосфералық процесстердің жалпы сипаттамалары емес, нақты метеорологиялық шамалардың күтілетін мәндері қызықтырады.

Сондықтан синоптикалық жағдайдың болжамы көмекші рөл атқарады. Синоптикалық жағдайдың болжамы ауа райын болжаудың бірінші дайындық кезеңі және бұл болжамға негіз болып табылады.

Синоптикалық жағдайдың дұрыс болжамысыз ауарайының дұрыс болжануы мүмкін емес. Синоптикалық жағдайды болжау әдістерін келесі топтарға бөлуге болады:

1) Гидро- және термодинамика есептерін шешуге және математикалық статистика және ықтималдандыру теориясы әдістерін қолдануға негізделген сандық әдістер.

2) Қиын есептеу техникаларын қажет етпейтін, формальді және физикалық экстраполяция әдістеріне, сонымен қатар атмосфералық процесстердің күтілетін дамуы туралы синоптиктің сапалық-физикалық қорытындыларынанегізделген синоптикалық әдістері.

Қазіргі таңда жоғарыда аталған әдістердің ешқайсысы синоптикалық жағдай болжамының барлық мақсаттарын шешуді қамтамасыз етпейді, сондықтан шұғыл жұмыста барлық әдістер қолданылады, яғни синоптикалық жағдайдың болжамы кешенді болжам болып табылады. Соңғы кездері болжаудың сандық әдістерінің үлестік салмағы өсуде.

Атмосфералық процесстер қиын болғандықтан, сандық әдістер білікті синоптик сияқты процесстерді толық және терең зерттей алмайды.

Қазіргі таңда толық, аяқталған, сонымен қатар болжамның негізгі формасы болып болжамды немесе болашақ Жер карталары деп аталатын болжанған ауа райы карталары табылады. Олар негізінде келесі тәуліктің нақты кезеңдеріне, кейде екі тәулікке құрылады.

Болжамды карта бланкі қамтыған барлық территория үшін емес, ауарайы қызметі бөлімі қызмет көрсететін ауданға ғана құрылады.

### **1.1 Ауа райының болжамды жер картасын құрастыру**

Болжамның берілген сандық әдісімен ескерілмеген факторлардың рөлін анықтауға мүмкін бола бермейді, сонымен қатар бұл болжам сенімсіздік тудырады. Сандық болжам кейбір жағдайларға байланысты болмауы мүмкін. Мұндай жағдайларда жер беті қысым алқабының болашақ картасын қолмен құрастырады.

Оны құрастыру үшін бастапқы мәліметтер ретінде бастапқы және бақылаудың алдыңғы мерзіміндегі Жер

карталары мен  $AT_{850}$ ,  $AT_{700}$ ,  $AT_{500}$  және  $OT_{1000}^{500}$  карталары, сонымен қатар  $AT_{700}$  немесе  $AT_{500}$  болжамды сандық карталары қолданылады. Көбінесе болашақ орналасудың Жер карталарын 24 және 36 сағат алдына құрастырады.

Болашақ Жер картасын құрастыру үшін негіз болып атмосфералық процесстер дамуының жалпы тенденциясын анықтау табылады.

Болжамдық Жер карталарын құрастыруды келесідей тәртіппен жүргізу керек:

1) Бастапқы және алдыңғы кезеңге синоптикалық процесстерді сараптау, яғни алдыңғы кезеңде анықталған, негізгі синоптикалық объектілердің эволюциясы мен жылжуының болжамын және жаңа циклондар мен антициклондардың пайда болуының болжамын жасау.

2) Циклондар мен антициклондардың орталығының, сонымен қатар жырлар мен жоталар осьтарының болашақ орналасуы анықталады.

3) Фронттардың болашақ орналасуы табылады.

4) Барикалық құрылымдардың пайда болуы мен эволюциясы туралы сұрақты шешеді, яғни барикалық құрылымдардың орталығындағы және жырлар мен жоталардың осьтарындағы қысымның өзгеру шамасы мен таңбасы анықталады.

5) Нағыз синоптикалық кезеңнің әр түрлі географиялық пункттердегі қысымның күтілетін мәні есептелінеді.

6) Изобаралар жүргізіледі.

7) Болашақ картаны критикалық сараптайды.

## **1.2 Қысым орталықтарының болашақ орналасуын болжау**

Жер бетінде барикалық құрылымдардың жылжуын болжағанда жетекші ағын әдісі басқа да әдістермен бірге кең қолданылады.

Жер бетінде барикалық құрылымдар көп жағдайларда  $0,8 \bar{V}_{700}$  немесе  $0,6 \bar{V}_{500}$  жылдамдықтармен 700 немесе 500 гПа беткейлерде жетекші ағынға сәйкес жылжиды. Сонымен қатар



болжамды карта ( $t_0+24$  сағ.) құрылатын кезеңде болатын биіктік барикалық алқаптардың өзгеруін ескеру керек. Ол үшін  $H_{700}$  немесе  $H_{500}$  күтілетін алқабының карталарын қолданады.

Барикалық құрылымдардың жолы келесідей анықталады. Бастапқы мерзімнің  $AT_{700}$  немесе  $AT_{500}$  карталарында Жер бетіндегі қарастырылып жатқан циклон мен антициклон орталығының орналасуы немесе жер бетіндегі қысым жотасы мен жырасының кез-келген нүктесінің орналасуы белгіленеді.  $AT_{700}$  немесе  $AT_{500}$  бастапқы карталары көмегімен жер беті барикалық құрылымы орталығының жолы немесе жыра мен жота осінде алынған нүктенің жолы бастапқы мерзімнен кейінгі 12 сағ. ішінде ( $AT_{700}$  немесе  $AT_{500}$  болжамдық карталары болған жағдайда 24 сағ. алдыға) анықталады. Барикалық құрылым орталығынан 250-300 км радиуста бастапқы мерзім картасында нақты желдің орташа жылдамдығын ескеріп, жол ағын бойынша «алға» жүргізіледі.

Табылған 12 сағаттық жолдың соңғы нүктесін болжамды картада ( $t_0+24$  сағ.) белгілейді. Ары қарай осы карта бойынша жолдың келесі 12 сағаттық бөлігі анықталады. Осы бөлігіндегі соңғы нүкте бастапқы мерзімнен кейінгі 24 сағаттан соң барикалық құрылым орталығының (барикалық жыра немесе жота осіндегі нүкте) орналасуы болып табылады.

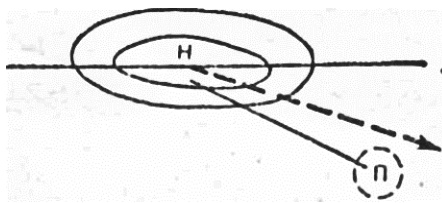
Бірінші жуықтауда жер беті барикалық құрылымдардың жылжу жылдамдығы ретінде ( $AT$  изогипстері бойында)  $0,8\bar{V}_{700}$  немесе  $0,6\bar{V}_{500}$  алу керек. Негізгі суық фронттар орналасқан жер беті барикалық жыраларында жылжу жылдамдығы  $0,9\bar{V}_{700}$  немесе  $0,7\bar{V}_{500}$  дейін өседі.

Бұл әдіспен барикалық құрылымдардың болашақ жылжуын болжау есептеулері нақты нәтижелер бермейді. Бұл бірінші жуықтауда барикалық құрылымдардың траекторияларын анықтағанда кейбір қателіктер кетеді. Абсолюттік топографияның болжамды карталары барлық кезде нақты бола бермейді. Сондықтан есептеу нәтижелерімен қатар, басқа әдістер мен әр түрлі сапалы синоптикалық ережелерін қолдану қажет.

Бастапқы мерзімде жер беті барикалық құрылымының жылжу бағыты туралы айтуға мүмкіндік беретін бірнеше ережелерді келтірейік:

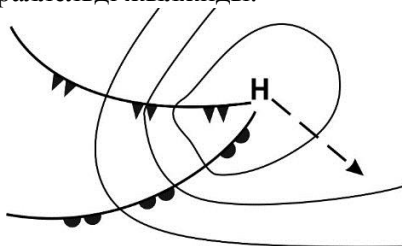
1) изобаралары шеңбер тәрізді циклонда (антициклонда) тек бір ғана жақсы бедерленген изаллобарикалық аймағы болса, онда ол осы аймақтың ортасымен өзінің ортасын қосатын сызықтың бойымен, егер изаллобарикалық аймақтың ортасы циклонның немесе антициклонның орталығының алдында (артында) орналасса, осы сызықтан солға (оңға) қарай ауытқып жылжиды

2) Эллиптік формалы изобаралармен бедерленген циклон (антициклон) қысымның төмендеу және өсу облыстарының орталықтарын қосатын түзу сызықтың бағыты мен оның үлкен осі бағыты аралығындағы өтпелі бағытта жылжиды. Сонымен бірге неғұрлым циклон (антициклон) бойындағы изобаралар созылып жатса, циклон (антициклон) соғұрлым үлкен ось бағытына жақын жылжиды.



Сурет 1.1 Петтерсен ережесі

3) Оқклюзияланбаған циклон жылы сектордың изобараларына параллельді жылжиды.



Сурет 1.2 Бьёркнес-Сулльберг ережесі

4) Циклон жылжу бағытының сол жағында төмен температураларды қалдырып, изотермалар бойымен жылжиды.

5) Циклон (антициклон) орталығы атмосфераның ортаңғы қабатының температурасы тез жоғарылайтын (төмендейтін) бағытта жылжиды.

6) Егер фронтальды аймақта изотермалар ( $OT_{1000}^{500}$  изогипстері) 700 гПа деңгейіндегі ағыннан ауытқыған болса, онда циклон мен антициклонның жолы да ағын бағытынан изотермалар ауытқыған жаққа қарай (бірақ аз бұрышқа) ауытқиды.

7) Көп жағдайларда барикалық құрылымдар жылжуы кезінде 700 гПа деңгейіндегі ағынның бағытынан, тропосфераның орта қабаттарында жел биіктеген сайын айналған жағына қарай ауытқиды.

Егер болжамды карта болмаған жағдайда, 24 сағ. жылжуды АТ бастапқы карталары бойынша есептейді. Тәулік бойы жетекші ағынның жылдамдығы мен бағыты өзгертін болғандықтан, АТ бастапқы карталары бойынша тұрғызылған траекторияларды тексеру қажет.

Біріншіден, бастапқы картадан тұрғызылған траекториялар бойында жел жылдамдығының өзгеру-өзгермеуін қарау қажет. Егер өзгертін болса, жылжу жолы бойындағы орташа жылдамдықты есептеп, ағын алынатын деңгейге байланысты 0,8 немесе 0,6 көбейтілген орташа жылдамдықпен орталықты бастапқы орнынан ағын бағытына қарай жылжыту қажет.

Екіншіден, орталықтың болашақ орналасуын болжау үшін синоптика курсынан белгілі барикалық құрылымдардың барлық жылжу ережелерін қолдану және нәтижелерді салыстыру қажет.

Барикалық құрылымдардың эволюциясы мен жылжуын болжауда Жердің Жасанды Серіктерінен (ЖЖС) алынған суреттер көп көмек береді.

### **1.3 Фронттардың болашақ орналасуын табу**

Фронттардың жылжуы суық ауадағы желмен анықталады. Көбінесе фронт суық ауадағы жел жылдамдығы құраушысының нормаліне тең жылдамдықпен жылжиды. Жел жылдамдығы мен бағыты барикалық алқаптың сипатынан байланысты болғандықтан, ол фронттардың жылжуын анықтайды.

Кез-келген фронттың болашақ орналасуын анықтау үшін онда бірнеше нүкте таңдалады, әр нүкте үшін 24 сағатқа ағын бойынша алға жылжу траекториясы салынады. Көбінесе  $AT_{700}$  бастапқы және болжамды карталары қолданылады. Траектория, барикалық құрылымдардың жер беті орталықтарын есептегендей салынады. Жер бетінде фронттың әр нүктесі  $AT_{700}$  изогипса бойымен (геопотенциалдың төмен мәндерін сол жақта қалдырып) жылы фронт үшін  $0,8\bar{V}_{700}$  және суық фронт үшін  $0,9\bar{V}_{700}$  жылдамдықпен жылжиды. Фронтта таңдалған барлық нүктелер үшін траектория салынып болған соң, фронттардың белгілі жылжу ережелері негізінде фронттардың орналасуы тексеріледі.

Көптеген фронттар жақсы бедерленген жыралар осінде жатады және солармен бірге жылжиды. Мұндай фронттардың жылжуын болжау жеке есеп болып табылмайды. Жер беті қысымының болжамдық картасын құрып болған соң, жыралар осінің және онымен байланысты фронттың болашақ орналасуы даанықталады. Жақсы бедерленген жырадан тыс орналасқан фронттардың жылжуын болжау ғана жеке міндет болып табылады.

### **1.4 Барикалық құрылымдардың пайда болуы мен эволюциясын болжау**

Циклондар мен антициклондардың пайда болуын болжау синоптикалық жағдайды болжаудың маңызды кезеңі болып табылады. Бұл болжамның нақтылығынан соңғы нәтиже – ауа райының болжамы байланысты болады.

Барикалық құрылымдардың пайда болуын болжау күрделілігі цикло- және антициклогенезді анықтайтын критерийлердің болмауымен байланысты. Сондықтан болжау жасағанда цикло- және антициклогенез болуы мүмкін аудандарды таңдаумен, яғни тұйықталған барикалық құрылымдар пайда болу үшін қолайлы термикалық және динамикалық факторлардың сәйкестігі орын алатын аудандар таңдалады.

Келесі жағдайларды ескеру керек:

- толқынды ауытқудан циклонның пайда болуына ауа райының жер картасында осы ауытқудың орталық бөлігін қамтитын, теріс таңбалы барикалық тенденциялармен азградиентті барикалық жыралардың болуы болысады;

- окклюзия нүктесіндециклонның пайда болу белгісі болып жер бетінде аз мәнді барикалық градиенттер ауданына циклонмен байланысқан қысымның төмендеу аумағының жылжуы табылады;

- циклонның пайда болуының жағдайы болып фронттың суық бөлігінен кейін суықтың белсенді адвекциясы, фронттың жылы бөлігінде қарқынды жоғары бағытталған ағындар мен жақсы бедерленген жылудың жотасының құрылуына алып келетін, толқынды ауытқудың артында суықтың адвекциясы оның алдындағы жылу адвекциясынан көп болуы табылады;

- циклонның пайда болуы үшін қолайлы жағдайлар болып тропосфераның барлық қабаттарында үлкен горизонтальды температура айырмашылықтары мен қарқынды жылғалы ағыстардың болуы табылады;

- циклонның пайда болуының міндетті жағдайы болып термобарикалық алқаптың құрылымы уақыт бойынша оң таңбалы жылдамдық құйынының локальді өсуін қамтамасыз ететін, яғни циклонның жер беті орталығынан ағын бойынша антициклонды иілген изогипстердің шашырауын қамтамасыз ететін жоғарғы фронтальды аумақтың (ЖФА) циклогенезді бөлігі табылады.

Көптеген жағдайларда циклонның пайда болу орны мен уақытын болжауда бұлттылық алқаптарының спутниктік суреттері көмек береді. Белсенді циклогенездің негізгі

нышаны болып негізгі бұлттылық массивінен ағын бойынша тасталым түріндегі шарбы бұлттарының пайда болуы табылады.

Антициклогенезге қолайлы термобарикалық алқап құрылымының негізгі ерекшеліктеріне орта тропосферада ағын бойынша изогипстердің циклондық қисықтығының өсуі мен қосылуы, пайда болып келе жатқан антициклонның артында, алдыңғы бөлігіндегі суықтың адвекциясынан көп болатын, жылудың адвекциясының болуы жатады. Циклондағы сияқты антициклонның пайда болуына жер бетінде жоғары қысымның азградиентті алқаптары қолайлы болып табылады. Ауа райының ақталушылығы циклондар мен антициклондар эволюциясын дұрыс болжауынан байланысты болады.

Барикалық құрылымдардың эволюциясы кең мағынаны қамтиды. Оған орталығында қысымның өзгеруі, барикалық құрылым алып жатқан ауданның кеңеюі (кішіреюі), қысым градиенттерінің өсуі (азаюы), соған сәйкес жел жылдамдығының өсуі (азаюы), барикалық құрылым жүйесінде ауа райының жалпы сипатының өзгеруі, барикалық құрылымның жоғары қарай таралуы жатады. Бұл процесстердің барлығы өзара тығыз байланысты.

Циклондар мен антициклондар эволюциясының көрсеткіш сипаттамасы болып олардың орталықтарындағы қысымның өзгеруі табылады. Сондықтан қысымның өзгеруінің болжамы барикалық құрылымның эволюциясы туралы толық мәліметтерді береді.

Жырлар мен циклондардың тереңдеуін және толуын, жоталар мен антициклондардың бұзылуы мен күшеюін болжау болжамды карталарды құрастырғанда қиын болып табылады.

Циклондар мен антициклондардың эволюциясын олардың даму кезеңдеріне байланысты бағалайды. Бірақ кейде қалыпты даму процесі бұзылуы мүмкін екендігін ескеру керек. Мысалы, толу кезеңіндегі циклон регенерация әсерінен қайтадан тез тереңдеуі мүмкін. Жас төмен циклондар биіктікте сақталған төмен қысымның ескі аймақтарының астына түсіп,

тез жоғары циклонға айналып, толуы мүмкін. Барикалық құрылымдар барлық дамукезеңдерінен рет-ретімен өтпейтіндіктен, олардың эволюциясын болжағанда қысымның өзгеру теориясынан шығатын барлық жағдайларды қарастыру керек.

Сонымен қатар, эволюцияның күтілетін бағытын көрсететін, теоретикалық жағдайлар мен эмпирикалық зерттеулерден шығатын ережелерді қолдану керек. Солардың кейбіреулері мыналар:

- эволюцияның берілген таңбасының қалыптасуына алып келген факторлар сақталса, онда келе жатқан тәулікте барикалық құрылым эволюциясының сипаты алдыңғы тәуліктегідей (3 - 6 сағ.) қала береді;

- егер  $AT_{700}$  картасында жер беті барикалық құрылымы орталығының үстінде биіктіктің өзгеруі  $> 4$  гПа болса, онда жер беті барикалық құрылымының орталығында қысымның өзгеру таңбасы биіктіктің өзгеру таңбасына сәйкес келеді;

- тропосфера мен төменгі атмосферадағы ағындардың дивергенциясы циклондардың тереңдеуі мен антициклондардың бұзылуына алып келеді. Конвергенция – керісінше;

- циклондардың тереңдеуі мен антициклондардың күшеюі олардың биік барикалық құрылымдарға ауысуымен аяқталады;

- циклонның орталық бөлігінен қысымның төмендеу аймағының периферия жағына қарай алшақтауы циклонның толу белгісі болып табылады, ал антициклонның орталық бөлігінен оң таңбалы тенденциялар аймағының оның перифериясына қарай жылжуы антициклонның күшеюінің тоқтау белгісі болып табылады;

- егер нөлдік изаллобара жыра немесе жота осінің артында орналасатын болса, жыра тереңдейді, ал жота әлсірейді. Егер нөлдік изаллобара бұл барикалық құрылымдар осінің алдында орналасса, онда жыра толады, ал жота күшееді.

Бұл сапалы ережелерді тиімді қолдану барикалық құрылымдардың орталығындағы күтілетін қысымды бағалаудағы қателік, өзгеру таңбасы дұрыс болжанған

жағдайда, ауа райын болжауда көп қателіктерге алып келмейді, себебі циклонның тереңдеуі кезіндегі оның өзгеру тенденциясы бұл тереңдеу жалғасқанша сақталады, ал ауа райы сипаты циклонның толуы басталғаннан кейін өзгере бастайды. Сондықтан барикалық құрылымның эволюциясын болжағанда эволюцияны сандық бағалау емес, оның бағытының өзгеру уақытын болжау маңызды болып табылады.

Барикалық құрылымның орталығындағы қысымның келесі кезеңде өзгеруін сандық бағалау туралы жер беті барикалық тенденциялары бойынша айтуға болады.

Барикалық құрылымның орталығынан 250 км радиуста орташа тенденциясы келесідей анықталады:

$$\bar{P}_t = \frac{\sum_{i=1}^n (P_t)_i}{n}, \quad (1.1)$$

мұндағы,  $(P_t)_i$  – жеке станциядағы тенденция,  $n$  – орталықтан 250 км радиуста станциялар саны. Алынған  $\bar{P}_t$  орташа мәнін  $\frac{\tau}{3}$  көбейтеді, мұндағы  $\tau$  – болжау уақыты, сағ., және болжау мерзіміндегі (24 сағ. болжағанда тенденцияның орташа мәнін 8ге, 12 сағ. болжағанда – 4ке көбейтеміз) барикалық құрылым орталығындағы қысымның өзгеруін  $\Delta P = \bar{P}_t \frac{\tau}{3}$  табады.

Бастапқы мерзімдегі барикалық құрылымның орталығындағы қысымды  $\Delta P$  – мен алгебралық түрде қосып, барикалық құрылым орталығындағы күтілетін қысым табылады. Барикалық тенденциялар қысымның өзгеруін соңғы 3 сағатқа сипаттайтынын ұмытпау керек, сондықтан оларды экстраполяциялау үлкен қателіктерге алып келеді, себебі тенденциялар уақыт бойынша өзгереді. Тенденциялар бойынша қысымды есептеу болжау мерзімі ішінде барикалық құрылым дамудың бір кезеңінде болғанда ғана жоғары нәтиже береді. Барикалық құрылым орталығы маңындағы барикалық тенденцияның мәні мен таңбасы оның даму кезеңіне байланысты болады. Мысалы, егер жақын тәулікте циклон



тереңдеу кезеңінен толу кезеңіне өтетін болса (нөлдік изаллогипса жер беті орталығының алдынан өтеді), онда болжау мерзімінде қысым қанша сағат төмендейтінін, қанша сағат өсетінін шешу керек. Соған сәйкес, циклонның алдыңғы бөлігіндегі теріс таңбалы тенденцияларды орташалап, қысым төмендейтін сағат санына көбейту керек. Содан соң, циклон артындағы оң таңбалы барикалық тенденцияларды орташалап, қысым өсетін сағат санына көбейту керек. Алынған қысым өзгерістерін таңбасымен алгебралық түрде бастапқы мерзімдегі қысыммен қосамыз. Мысалы, нөлдік тенденция сызығы жер беті циклон орталығының алдында орналасқандықтан,



Сурет 1.3 Циклон орталығындағы қысымды есептеу сызбасы

12 сағат ішінде циклон толу кезеңіне өтеді деп шешсек, 3 сағат ішінде әлі де тереңдейді, ал қалған 9 сағатта толады деп қабылдасақ, болашақ қысым келесідей есептеледі:

$$\bar{P}_t = \frac{-2,0 - 1,0 - 0,8}{3} \approx -1,3$$

$$\Delta P = -1,3 * 1 = -1,3$$

$$\bar{P}_t = \frac{+1,3 + 0,3 + 0,8 + 2,0}{4} = 1,1$$

$$P_t = 1,1 * 3 = 3,3$$

$$P_{\text{бол}12} = 995 - 1,3 + 3,3 \approx 997 \text{ гПа}$$

### 1.5 Әр түрлі пунктерде қысымның болашақ мәнін есептеу

Пунктерді қарастырылып жатқан территорияда біркелкі орналасатындай және олардың саны изобараларды жүргізуге жеткілікті болатыдайетіп таңдайды.

Тасымалдаудың болжамдық жылжу жолы бойымен барикалық тенденциялар бойынша болашақ қысымды есептеу кең таралған болып табылады. Қарастырылып жатқан болжау пунктіне ауа массасы қайдан жылжып келе жатқан ауданды анықтау үшін  $AT_{700}$  ( $AT_{500}$ ) ( $t_0 + 24$  сағ.) алдымен болжамды карталарды, содан соң бақылаулардың бастапқы мерзіміндегі нақты карталарды қолдану керек. Траектория болжау пунктінде изогипса бағытына қарама-қарсы жаққа қарай салынады.

Кез-келген пункттегі болашақ қысым  $P = ka$  тең болады, мұндағы  $a$  – қысымның жылжу жолы бойында бастапқы мерзімдегі орташа тенденция,  $k$  – бастапқы кезеңнен болжамды карта құрастырылып жатқан кезеңге дейін 3 сағаттық аралықтың саны (12 сағатқа болжағанда  $k = 4$ , бір тәулікке болжағанда  $k = 8$ ).

$N_{700}$  немесе  $N_{500}$  күтілетін алқаптарын ескеріп, қысымның жылжу жолын табу үшін бастапқы мерзімнен бір тәулік алдына есептелген ( $t_0 + 24$  сағ.)  $AT_{700}$  немесе  $AT_{500}$  болжамды карталарын қолданған жөн. Алдымен болжамды картаны қолданады. Онда таңдалған пункттен қарама-қарсы бағытта, яғни ағын бойынша артқа қарай 12 сағатқа изогипса бойымен бөлшек жолы белгіленеді. Бөлшек жолы  $0,8\bar{V}_{700} \times 12$  немесе  $0,6\bar{V}_{500} \times 12$  тең, мұндағы  $\bar{V}_{700}$

немесе  $\bar{V}_{500}$  – жылжу жолы бойындағы желдің орташа жылдамдығы (егер жел жылдамдығы бірден өзгерсе) немесе таңдалған пункт айналасында 250 – 300 км радиуста желдің орташа жылдамдығы. Алынған нүктені бастапқы мерзім картасына түсіреді және тура осылай соңғы 12 сағатқа жолды табады.

Егер жылжу жолының бойында жер картасында тенденция мәні біркелкі болмаса, онда оларды жеке бөліктерге бөледі. Барикалық тенденция қысымның әр 3 сағат сайынғы өзгерісін беретіндіктен, 12 сағатқа болжағанда траекторияны 4 бөлікке, ал бір тәулікке болжағанда – 8 бөлікке бөледі. Әр бөлік үшін тенденцияның орташа мәнін анықтайды және болжау пунктінде қысымның бастапқы мәнімен алгебралық түрде (таңбасын ескеріп) қосады.

Барикалық тенденцияларды қолданғанда олардың тәуліктік жүрісін ескеру керек. Изаллобарикалық аймақтардың эволюциясын, олардың жылжу аномальдылығын мүмкіндігінше ескеру керек. Барикалық құрылымдардың ары қарайғы эволюциясын, олармен байланысты изаллобарикалық ошақтар туралы барлық тұжырымдамаларды ескеру керек.

Мысалы, суықтың адвекциясының күшеюі күтілсе, онда сол ауданда барикалық тенденциялардың өсуін болжауға болады.

Қысымның болашақ мәнін есептеудің бұл әдісі қарастырылған пункт маңында жақсы бедерленген жер беті барикалық құрылымы күтілмеген жағдайда немесе жылжу жолы  $AT_{700}$  немесе  $AT_{500}$  болжамды карталарысыз анықталғанда жақсы нәтижелер береді.

Таңдалған барлық пункттерде болашақ қысымды анықтап, 5 гПа сайын изобаралар жүргізеді. Кейбір жағдайларда барикалық құрылымдардың орталықтарын анықтау үшін аралық изобаралар жүргізеді. Изобаралар көмегімен салынған алқап сипаты картаның дұрыс құрастырылғаны туралы кейбір мәліметтер береді. Бұл туралы изобаралар конфигурациясы мен бір ауданда шоғырлануы бойынша айтуға болады.

Егер кей жерлерде изобаралар көп шоғырланса немесе алыс орналасса, онда осы аудандағы қысым алқабы болжамының нақты еместігін көрсетеді. Кейде алдын ала табылған орналасулар өзара сәйкес келмей қалады, мысалы, жыралар осі мен атмосфералық фронттың және изобаралар көрсеткен орналасу. Мұндай жағдайда циклондар мен антициклондар орталықтарының немесе жыралар мен жоталар осьтерінің болашақ орналасуының дұрыс анықталғаны, сонымен қатар барикалық құрылымдардың эволюциясы дұрыс болжанғанын тексеру керек. Бір аудандағы изобаралардың мүмкін болатын болашақ шоғырлануы туралы бастапқы қысым алқабы сипаты және процесстердің кейінгі дамуы бойынша айтуға болады.

*Тапсырма мазмұны:* Қазақстан территориясы үшін 24 сағатқа болашақ орналасудың жер картасын құрастыру.

*Бастапқы мәліметтер:* 00 сағаттың нақты және алдыңғы тәуліктегі жер және биіктік карталары, 24 сағатқа есептелген ( $t_0 + 24$ )  $AT_{700}$  немесе  $AT_{500}$  болжамды карталары.

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*

Бастапқы және алдыңғы мерзімдер үшін синоптикалық процесстердің сараптамасын жасау, жақын тәулікте Қазақстан территориясындағы ауа райы жағдайларын анықтайтын негізгі синоптикалық объектілерді анықтау.

Болжамды жер картасын құруды теориялық бөлімде көрсетілген ретпен жасау.

*Есептік мәліметтер:*  $t_0 + 24$  сағ. жер беті болжамды картасы.

## 2. Желді болжау

### 2.1. Жер бетіндегі желді болжаудың жалпы жағдайлары

Болжамдар мен штормдық ескертулерде жел жылдамдығымен және бағытымен сипатталады. Бағыт 8 румбтың (жел соққан бағыттан) бірімен, ал жылдамдық 5 м/с аралығында м/с беріледі. Екпін кезіндегі желдің максималды жылдамдығы немесе екпін күтілмесе, болжау мерзіміндегі максималды орташа жылдамдығы беріледі. Бір градацияда қауіпті (апатты гидрометеорологиялық құбылыстар (АГҚ) және қауіпті емес мәндерді беруге болмайды. Жел жылдамдығы 5 м/с дейінгі әлсіз желдерде «әлсіз ауыспалы бағыт», «әлсіз тұрақсыз» терминдерін қолдануға болады. Бұқаралық ақпарат құралдарында сөздік тұжырымдамалар қолданылады.

Қажет болған жағдайда жел сипаттамалары территория бойынша, сонымен қатар уақыт бойынша «ауыспалы» (бағыт үшін), «күшею» және «әлсіреу» (жылдамдық үшін) терминдерін қолдану арқылы сипатталады.

Егер күтілетін жел жылдамдығы қауіпті құбылыстар критерийінен жоғары болса, онда болжамға қосымша штормдық ескерту беріледі. Күтілетін дауылда жел бағыты берілмейді, болжамда «... м/с дейінгі желдің дауылды күшеюі» деп беріледі.

Жел жылдамдығының сандық мәндерімен қатар, сапалық сипаттамалары да беріледі.

Кесте 2.1

#### Жел жылдамдығының сапалық сипаттамалары

Жел жылдамдығы диапазоны, м/с	Жел жылдамдығының сапалық сипаттамалары
0 – 5	әлсіз
6 – 14	қоңыржай
15 – 24	күшті
25 – 32	өте күшті
33 және одан жоғары	дауылды (ураганный)

Кез-келген аудандағы жел алқабы төселме беткейдің жергілікті ерекшеліктеріне байланысты болады. Әр түрлі пункттердегі жел жылдамдығы мен бағыты кеңістік және уақыттық өзгерістерге ұшырайды. Жел бағыты барикалық алқап құрылымының басым болатын әсері мен төселме беткейдің біртексіздігі нәтижесі болса, ал жел жылдамдығы – негізгі анықтаушы шамалар ретінде қабылданатын жергілікті ерекшеліктер және т.б. көптеген аргументтердің функциясы болып табылады.

Жергілікті жағдайлардың әсері осы пункттегі нақты және геострофикалық жел жылдамдықтарының қатынасы  $k = V_{\phi}/V_g$  негізінде анықталады. Геострофикалық жел жылдамдығы жер беті синоптикалық карталары бойынша келесі формуламен есептеледі:

$$V_g = \frac{5.4}{\sin \varphi} \frac{\delta P}{\delta n}, \text{ м/с} \quad (2.1)$$

Қысым градиентінің  $\frac{\delta P}{\delta n}$  өлшем бірлігі - гПа/100км.  $\frac{\delta P}{\delta n} 5$  гПа сайын жүргізілген көрші изобаралар арасындағы арақашықтығы бойынша бағаланған жағдайда, келесі формуланы қолдану керек:

$$V_g = \frac{27}{\delta n \sin \varphi}, \text{ м/с} \quad (2.2)$$

(2.2) формула арқылы көрші изобаралар арасындағы арақашықтық бойынша  $V_g$  есептеуге мүмкіндік беретін градиентті сызғыш жасауға болады. Орташа алғанда құрлық үшін  $k = 0,55$ , теңіз үшін  $k = 0,70$ . Алайда, әрбір нақты пунктте  $k$  мәні өзгереді. Ең алдымен үйкелістің әсерін ескеретін  $k$  коэффициенті жел жылдамдығына да тәуелді. Жел жылдамдығы өскен сайын  $k$  азаяды. Жер бетіндегі үйкеліс желге келесідей әсер етеді: жел изобараларға қатысты орташа алғанда құрлық үстінде  $35 - 40^\circ$ , теңіз үстінде  $15^\circ$  ауытқиды. Тегіс төселме

беткей үстінде жел жылдамдығын болжау үшін Е.П. Веселов ұсынған формула бойынша есептейді:

$$V = k \left( k_1 \frac{\Delta P_0}{\Delta n} + k_2 \frac{1}{r} \frac{\Delta P_0}{\Delta n} \right) + \Delta V_{\text{фр}} + \Delta V_{\text{отк}}, \quad (2.3)$$

мұндағы,  $k_1$  және  $k_2$  – қысым градиентінің өлшем бірлігін таңдаумен (гПа/100 км немесе гПа/300 км), ауа тығыздығымен және изобаралар қисықтығының радиусымен  $r$  байланысты коэффициенттер;  $k$  – нақты желдің геострофикалық желге қатынасы;  $\Delta V_{\text{фр}}$  – атмосфералық фронттың өтуіне байланысты түзету; орташа алғанда 2 м/с тең;  $\Delta V_{\text{отк}}$  – желдің изобаралардан ауытқуына әсер етуіне түзету ( $90^\circ$  жақын бұрышқа) – қысым алабының стационарлы еместігінің әсері.

(2.3) формулада изаллобарикалық жел жылдамдығынан басқа, жел жылдамдығына әсер ететін негізгі факторлар ескерілген. Үлкен изаллобарикалық градиенттер байқалатын суық фронттың артында (СФ) бұл факторға түзету үлкен мәндерге ие болуы мүмкін.

## 2.2. Желдің аймақтық болжамы

Әрбір аудан жел алабына әсер ететін типтік синоптикалық процесстердің басымдылығымен ерекшеленеді. Олар жел жылдамдығының нақты сипаттамаларын сипаттайды: әлсіз (0 – 2 м/с) және күшті (15 м/с жоғары) жел жылдамдығының ұзақтығы, қауіпті құбылыстар (ҚҚ) мен апатты гидрометеорологиялық құбылыстар (АГҚ) болуының ықтималдығы.

Жел жылдамдығын болжаудағы маңызды көрсеткіш болып оның бағыты табылады. Кейбір тұтынушылар, өздеріне қауіпті жел бағыттарында өндіріс жұмыстарын жүргізе алмайды, мысалы, ауданның қатты шаңдануы немесе газдануы және басқа да құбылыстары болғанда.

Жел болжамы қысым алабының болжамы негізінде (12, 24, 36 сағ.) болжамды жер карталары бойынша беріледі. Жел

жылдамдығын болжауда ең алдымен желдің қауіпті құбылыстар (15 – 29 м/с) және апатты гидрометеорологиялық құбылыстарға (30 м/с және жоғары) дейін күшею мүмкіндігі карастырылады. Мұндай жағдайлар бақыланады:

1) Қысым градиенті 6 гПа/100 км және одан жоғары болатын тередеп жатқан циклонда, әсіресе оның артында;

2) Циклон және антициклон белсенді дамуының аралық аймағында;

3) Қысым градиенті 3гПа/100 км және одан жоғары болатын, қысымның өсу аймағында, антициклон перифериясында;

4) Қысым градиенті  $> 3$  гПа/100 км болатын, атмосфералық фронт аймағында.

Барлық жағдайларда жергілікті желдің күшеюі ескеріледі. Желдің қатты күшеюінің қауіпті аймақтары болып суық фронттар және суық фронттың окклюзиясы табылады.

Желді болжағанда келесілерді ескереді:

1) Циклонның тередеуі, толуымен немесе антициклонның қарқындылығының өзгеруімен байланысты барикалық градиенттің өзгеруі. Бұл кезде берілген және көрші аудандағы қысымның өзгерулері қарама-қарсы таңбалы болған кезде, сонымен қатар жаңа барикалық құрылымдар пайда болғанда барикалық градиенттердің үлкен өзгерулері орын алатынын ескеру керек;

2) Ауа массаларының термодинамикалық тұрақтылығының өзгеруі. Тұрақсыздық өскен сайын жер бетінде жел күшееді, ал оның бағыты геострофикалық жел бағытына жақындайды;

3) Атмосфералық фронт сызығы өткен кездегі желдің күшеюі;

4) Температураның үлкен тәуліктік жүрісінде тұрақсыз ауа массаларында үлкен болатын желдің тәуліктік жүрісі (күндіз күшееді, түнде әлсірейді). Температураның тәуліктік жүрісі 15 °С болғанда жел жылдамдығының тәуліктік жүрісі 10 м/с және одан жоғары болуы мүмкін;



5) Үйкелістің және басқа жағдайлардың әсері (үйкеліс желді әлсіретеді; рельефтің тарылуында гравитациялық ағыста жел күшееді);

6) Ауа қозғалысы траекториясының қисығы (циклондық қисықтық желдің әлсіреуіне, антициклондық қисықтық күшеюіне алып келеді);

7) Желдің изобаралардан тік бұрыш жасап ауытқуы (төмен қысым жағына қарай ауытқу желдің күшеюіне, жоғары қысым жағына қарай ауытқу оның әлсіреуіне алып келеді).

Жер бетінде күрделі орография жағдайында жергілікті желдер байқалады: новоресейлік бора, бакиндік норд, урсаттық жел және т.б. Олардың пайда болуының өзіндік ерекшеліктері бар. Әрбір жергілікті жел үшін болжаудың локальді әдістері құрылады.

Жел жылдамдығын болжағанда оны анықтайтын факторлар ескеріледі. Белорусияда Р.М. Меджитов ұсынған әдіс кеңінен қолданылады, ол жел жылдамдығын келесі формула арқылы болжауды ұсынған:

$$V = A \frac{\Delta P_0}{\Delta S} = A \frac{5 \times 100}{\Delta S}, \quad (2.4)$$

мұндағы,  $\Delta S$  – изобаралар арасындағы арақашықтық, км.

Бұл формула изобаралар әрбір 5 гПа сайын жүргізіліп, ал қысым градиенті гПа/100 км есептелінеді дегенді ескеріп, алынған. (2.4) формула негізінде ауданның әрбір пункті бойынша эмпирикалық коэффициент мәні  $A = \frac{V \Delta S}{555}$ , гПа/111 км табылады.

Кесте 2.2

**Белоруссияның кейбір станциялары үшін А коэффициентінің орташа мәндері**

станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Минск, Гомель	4,1	3,8	3,5	3,2	2,9	2,8	2,6	2,6	2,7	3,0	3,4	3,8
Брест	3,4	3,2	2,9	2,6	2,5	2,3	2,2	2,1	2,3	2,5	2,7	3,1

Тәуліктің күндізгі ( $m_k$ ) және түнгі ( $m_T$ ) уақытына  $A$  тәуліктік жүрісіне түзету көбейткіштері енгізіледі.  $A_k = A m_k$  немесе  $A_T = A m_T$  анықталған мәндері және изобаралар арасындағы арақашықтық бойынша  $\Delta S$  жел жылдамдығы есептеледі (2.1 сурет).

*Тапсырма мазмұны:*

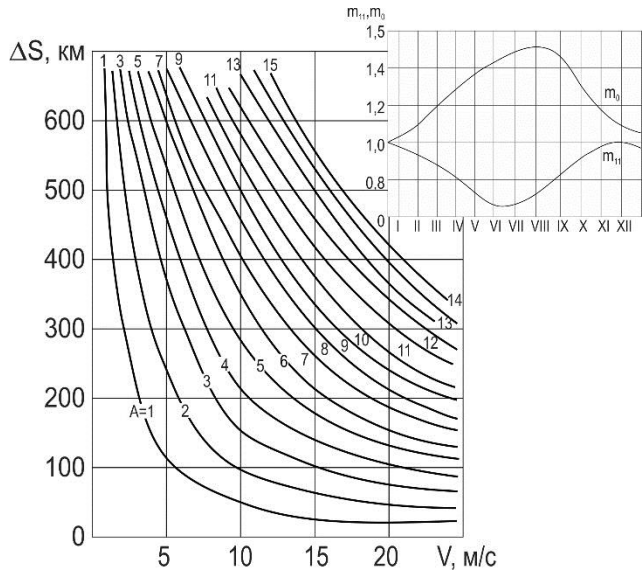
1) Ресейдің Еуропалық территориясы (РЕТ) және Қазақстанның жеке аудандарындағы желдің күшеюіне әкелетін синоптикалық жағдайларға сараптама жасау.

2) Е.П. Веселов және Р.М. Меджитов әдісі бойынша 12 және 24 сағатқа 2-3 пункт бойынша (оқытушы көрсетуі бойынша) жел болжамын жасау.

*Бастапқы мәліметтер:* 00 сағат нақты және алдыңғы тәуліктердегі ауа райының жер карталары.

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*

1) Барикалық құрылымдардың жылжуын және олардың эволюциясын қарастыру. Циклондар мен антициклондардың әр түрлі бөліктерінде жел жылдамдығы жоғары аймақтарды белгілеу. Олардың жеке аудандарға әсерін көрсету.



**2.1 сурет.** Тәуліктің күндізгі және түнгі уақыттарын ескеретін  $A$  және  $\Delta S$  түзету көрсекіштері мәндерімен жел жылдамдығын анықтауға арналған номограмма (Р. М. Меджитов бойынша).

2) Үйкеліс күшін ескергенде жер бетіндегі жел жылдамдығын 24 сағат болжауға арналған Е.П. Веселов формуласы келесідей:

$$V = k \left( k_1 \frac{\Delta P_0}{\Delta n} \pm \Delta V_r \right), \quad (2.5)$$

мұндағы,  $k$  – берілген пункттегі нақты жел жылдамдығының геострофикалық жел жылдамдығына қатынасы (кұрлық үшін  $k \approx 0,55$ , теңіз үшін –  $0,70$ ).

$\Delta V_r = k_2 \frac{1}{r} \frac{\Delta P_0}{\Delta n}$  – изобаралар қисықтығына түзету. Циклондық қисықтықта түзету теріс таңбалы, антициклондық қисықтықта оң таңбалы болады.

а) Берілген тәуліктің 00 сағаты картасы бойынша гПа/300 км – өлшем бірлігімен барикалық градиентті есептеу;

ә) 2.3 кесте көмегімен  $k_1$  коэффициентінің мәнін анықтау;

Кесте 2.3

**$k_1$  коэффициенті мәні**

φ	70-65	65-60	60-55	55-50	50-45	45-40	40-35
$k_1$	1.9	2.0	2.1	2.2	2.4	2.6	3.0

б) 2.4 кесте көмегімен барикалық градиент мәні бойынша изобаралар қисықтығына түзетуді анықтау;

Кесте 2.4

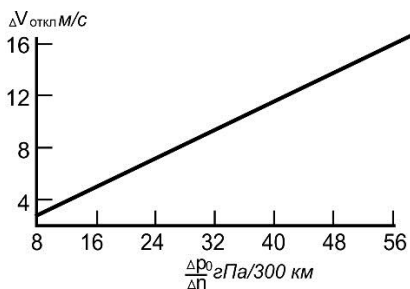
**Изобаралар қисықтығына жел жылдамдығы  $\Delta V_r$  түзетуі**

$\frac{\Delta P_0}{\Delta n}$ , гПа/300 км	φ°		φ°	
	90-55	55-35	90-55	55-35
	Изобаралардың циклондық қисықтығы		Изобаралардың антициклондық қисықтығы	

0 - 5	0,0 - 0,5	0,0 - 0,6	0,0 - 1,5	0,0 - 1,9
5 - 10	0,5 - 1,0	0,6 - 1,2	1,5 - 3,0	1,9 - 3,8
10 - 15	1,0 - 1,5	1,2 - 1,8	3,0 - 4,5	3,8 - 5,7
15 - 20	1,5 - 2,0	1,8 - 2,4	4,5 - 6,0	5,7 - 7,6

в) 2.5 формула көмегімен желдің болжамдық жылдамдығын есептеу;

г) фронттың әсерін және геострофикалық ауытқуларды ескеріп 2.3 формуланы қолдану. Изобаралардан 90° жақын ауытқығандағы желдің күшеюіне түзету 2.2 сурет көмегімен анықталады.



2.2 сурет. Барикалық градиент мәнінен  $\Delta V_{откл}$  түзетуінің байланыстылық графигі (Е.П. Веселов бойынша)

3) Оқытушы көрсеткен пунктте жел жылдамдығын Р.М. Меджитов әдісі бойынша болжау.

*Есептік мәліметтер:*

- 1) Синоптикалық жағдайлар сараптамасы (ауызша).
- 2) Болжамдық жел жылдамдығын есептеу.

### 2.3 Желдің локальді болжамы

Пунктке тән әсерлерді және төселме беткей мен орография ерекшеліктерін ескеріп, пунктке құрылатын ауа райы локальді деп аталады. Күрделі орография жағдайында дауыл күшіне жететін және апатты гидрометеорологиялық құбылыстарға жататын жергілікті желдер пайда болады. Олардың өзіндік пайда болу ерекшеліктері, соған сәйкес әр

түрлі болжау әдістері бар. Қазақстан территориясында мұндай желдерге Жоңғар қақпасындағы желдер жатады.

Жоңғар қақпасы – батыста Жоңғар Алатауы мен шығыста Бірліктау және Майлытау жоталары арасындағы өтпел. Жоңғар қақпасы Алакөл көлінің оңтүстік бөлігінен басталып Ебі-Нұр көлімен (Қытай) аяқталады. Оның өлшемі шамамен 200 км, ені 10 – 40 км (2.3 сурет). Дауылды желдер Жоңғар қақпасындағы желдің орографиялық күшеюінің мысалы бола алады. Жоңғар қақпасында не жел жылдамдығы, не бағыты бойынша біркелкі емес. Штормды желдер солтүстік және оңтүстік бөліктерде бір уақытта пайда болмайды және бағыттары қарама-қарсы болады: солтүстік бөлігінде оңтүстік-шығыс бағыт (евгей немесе ебі), ал оңтүстік бөлігінде – солтүстік-батыс бағыт (сайқан) басым.



**2.3 сурет.** Жоңғар қақпасы (тау жоталары сызбасы). Жоңғар қақпасының солтүстігінде – Жоңғария станциясы, оңтүстікте – Дружба станциясы.

Штормды желдер жер бетінен 700 м биіктікте таралады, жел жылдамдығының үлкен мәндері жылдың суық мезгіліне

сәйкес келеді (әсіресе, қазан айынан бастап ақпан айына дейін).

Сайқан желінің пайда болуының міндетті жағдайы болып Шығыс Қазақстан мен Солтүстік-Батыс Қытай аралығында жер бетіндегі қысым градиентінің болуы табылады. Мұндай қолайлы жағдайлар Шығыс Қазақстанға солтүстік, солтүстік-батыс немесе батыс суық енулері кезінде туады (2.4 сурет).

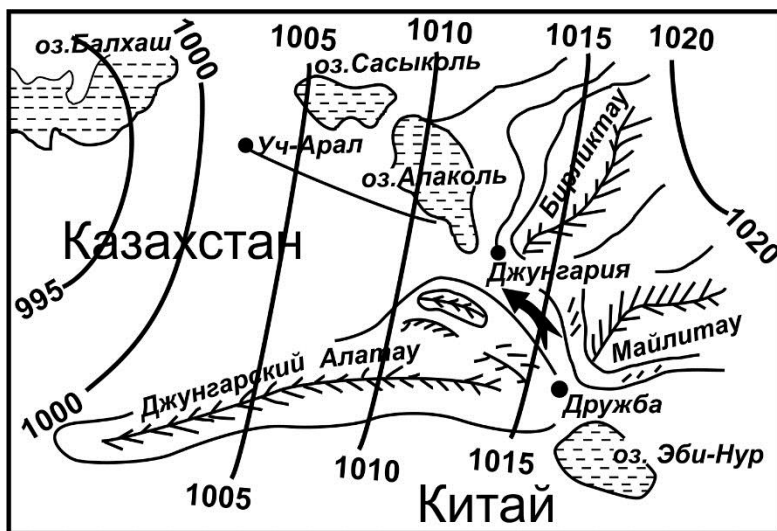


2.4 сурет. Жоңғария станциясында сайқан дауылды желінің Жоңғар қақпасында пайда болуы (сызба).

Ебі желдерінің пайда болуы Жоңғар қақпасында оңтүстік-шығыс бағыттан солтүстік-батыс бағытқа қарай қысымның төмендеуімен байланысты. Жоңғар қақпасында Азиаттық антициклонның оңтүстік-батыс немесе батыс перифериясы, ал Қазақстан мен Орта Азияда – төмен қысым аймағы орналасқанда қолайлы жағдайлар жасалады. Бұл кезде Жоңғар қақпасының оңтүстік бөлігінен ауаның жинақталуы және оның жіңішке тау өткелі арқылы қозғалуы байқалады (2.5 сурет).

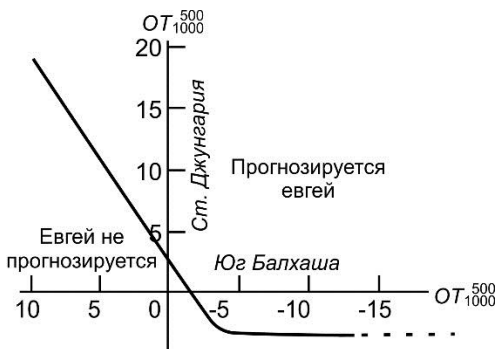
Жоңғар қақпасында жергілікті желдерді болжау синоптикалық жағдайлардың болжамына негізделеді. Қауіпті болып ебі желдері табылады. Жоңғария мен Үшарал станциялары аралығында  $\frac{\partial P}{\partial n} \geq 6$  гПа/100 км болғанда, ебі желінің жылмдығы  $\geq 18$  м/сек болған.

Ебі күшті желіне ( $V \geq 14$  м/с) Жоңғар қақпасының солтүстік және солтүстік-батыс аудандарында жылудың адвекциясы сәйкес келетіндігі эмпирикалық түрде дәлелденген. Күшті және дауылды ебі желін болжау Алматы облысы пунктерінде: А пункті ( $\varphi = 46^\circ$ ,  $\lambda = 81^\circ$  - Жоңғария станциясы) және В пункті ( $\varphi = 44^\circ$ ,  $\lambda = 74^\circ$  - Балқаш көлінен оңтүстікке қарай) тәулік бойы күтілетін  $H_{1000}^{500}$  салыстырмалы геопотенциал өзгерулерінің негізінде жасалады. График негізінде (2.6 сурет) ебі желінің пайда болу мүмкіндігі анықталады.



2.5 сурет. Жоңғария станциясында ебі (евгей) желдерінің Жоңғар қақпасындағы пайда болуы (сызба).

Дауылдар ( $V \geq 30$  м/с) 300 гПа беткейінің биіктігіне дейін байқалатын күшті және биік антициклондар перифериясында пайда болады. Дауылды желдерді болжау үшін келесі критерийлер қолданылады:



**2.6 сурет.** Жоңғар қақпасындағы ебі желдерін болжауға арналған график.

1) Семей ( $\Delta H_c$ ), Қарағанды ( $\Delta H_k$ ), Жезқазған ( $\Delta H_{жс}$ ), Балқаш ( $\Delta H_b$ ) станциялары бойынша анықталатын  $H_{300}$  беткейі геопотенциалының 12 сағаттық өзгерулері:

$$\Delta H_{12} = \Delta H_c + \Delta H_k + \Delta H_{жс} + \Delta H_b,$$

2) Жалаңашкөл станциясы арқылы өтетін изобара (P) мен азиаттық антициклонның ең жоғарғы қысымын ( $P_{ц}$ ) сипаттайтын изобара аралығындағы 1000 км арақашықтықта жер бетіндегі (гПа) қысым градиенті;

3) Жалаңашкөл станциясында қысымның 1000 гПа-дан ауытқуы ( $P - 1000$ );

4)  $P_{ц}$  изобарасында қысымның 1000 гПа-дан ауытқуы ( $P_{ц} - 1000$ );

5) Жалаңашкөл станциясынан орталық изобараға дейін арақашықтық (L мың км).

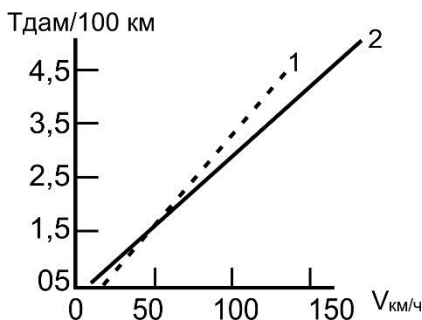


Жалаңашкөл станциясы үшін күшті ебі желінің ( $V \geq 14$  м/с) жылдамдығын есептеу реті келесідей:

1)  $AT_{500}$  картасында бөлшектің траекториясын салу, траекторияның алғашқы координаттары  $46^\circ$  с.е. және  $81^\circ$  ш.б. (Үшарал станциясы). Траекторияда 1000 км арақашықтықты белгілеу керек. Бөлшек траекториясы бойында 500 км жолақ үшін орташа градиентті траектория жолақ ортасында қалатындай және орташа градиент мәнін 5-ке бөлетіндей етіп анықтау керек;

2) Бұл мәліметтер көмегімен график бойынша (2.7 сурет) ағынның орташа жылдамдығын табу керек (км/сағ), оны 12-ге көбейту арқылы 12 сағаттағы ауа бөлшегі өтетін арақашықтықты табу керек. Содан соң, салынған траектория бойынша ағынға қарама-қарсы жылжи отырып, «а» нүктесін табу керек;

3) Бұл нүктені  $AT_{500}$  картасынан  $OT_{1000}^{500}$  картасына көшіріп,  $H_{1000}^{500}$  тәуліктік мәнінің өзгеруін анықтау керек.



2.7 сурет. Жел жылдамдығының 500 гПа беткейіндегі геопотенциал градиентінен байланыстылығы

«Б» нүктесін табу үшін  $44^\circ$  с.е. пен  $74^\circ$  ш.б. координаттарымен нүкте (Новотроицк станциясы) үшін осындай операциялар жүргізіледі.

Табылған  $H_{1000}^{500}$  тәуліктік айырмашылықтары графикте «а» нүктесі үшін ординат осі бойынша, «б» нүктесі үшін абсцисса осі бойынша белгіленеді (2.6 сурет). Егер нүктелер

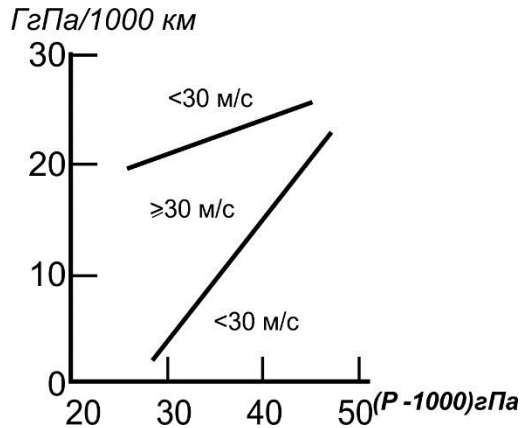
графиктің шекаралық қисығынан жоғары және оңға қарай орналасса, онда 12 - 18 сағ. кейін ебі күшті ( $V \geq 14$  м/с) желінің пайда болуын немесе жалғасуын күтуге болады. Егер нүктелер төмен және солға қарай орналасса, онда 12 - 18 сағ. кейін желдің тоқтауын немесе жел жылдамдығы дауылды мәнінен төмен болуын күтуге болады.

Жалаңашкөл станциясында ебі дауылды ( $V \geq 30$  м/с) желінің жылдамдығын есептеу үшін АТ<sub>300</sub> картасы бойынша  $\Delta H_{12} = \Delta H_c + \Delta H_k + \Delta H_{жс} + \Delta H_{\bar{b}}$  анықтау керек. Егер  $\Delta H_{12} > 0$  болса, келесі шамалардың есептеуіне көшеді:

1) Қысым градиентін  $\Gamma = (P - P_{ц})$  гПа/1000 км және  $(P - 1000)$  гПа мәнін есептейді.

2) График бойынша (2.8 сурет) ебі дауылды ( $V \geq 30$  м/с) желдерінің пайда болуына болжамдық нұсқаулар беріледі.

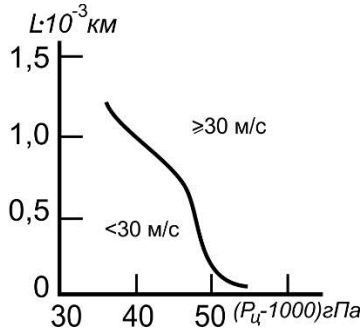
3)  $(P_{ц} - 1000)$  мәнін есептейді және мың километрмен анықтайды;



2.8 сурет. Жалаңашкөл станциясындағы ебі ( $V > 30$  м/с) желін болжауға арналған график

4) График бойынша болжамды тексереді (2.9 сурет).

Берілген күнге және келесі түнге  $V \geq 14$  м/с жел болжамы әдісінің ақталушылығы: құбылыспен – 49%, құбылыссыз – 74%. Құбылыстың алдын-алушылығы – 68 %.



**2.9 сурет.** Жалаңашкөл станциясындағы ебі желін ( $V > 30 \text{ м/с}$ ) болжауға арналған косымша график

$V \geq 30 \text{ м/с}$  жел жылдамдығы үшін – сәйкесінше 58% және 73%. Алдын-алушылығы – 48%.

## 2.4 Дауылдарды болжау

Дауыл – желдің кенеттен күшеюі – ауа райының қауіпті құбылыстарына жатады. Дауыл кезінде жел жылдамдығы градиенттік желден жоғары және 18 - 25 м/с жетеді, кейде одан да жоғары. Олар жылдың жылы мезгілінде байқалады, локальді сипатты болып келеді, 5-20 мин. ішінде байқалады. Дауылдың пайда болуы найзағай, нөсерлі жауын, көбіне бұршақ беретін күшті будақ-жауын Св бұлттарының дамуымен байланысты. Дауыл алдында қысымның күрт төмендеуі, дауыл пайда болғанда – қысымның бірденнен өсуі байқалады; дауыл және нөсерлі жауын аяқталғаннан кейін бір сағат немесе одан аз уақыт ішінде қысымның төмендеуі байқалады (қысымның мұндай жүрісін «грозовой нос» деп атайды). Дауыл кезінде ауа температурасы күрт төмендейді, ал дауыл тоқтағаннан кейін біршама өсуі мүмкін, алайда дауылға дейінгі температурамен салыстырғанда төмен болып қала береді.

Территория бойынша дауылдың болжамын жоғары ықтималдықпен беруге болады, бірақ дауылдың пункт арқылы өту болжамының ықтималдығы төмен. Дауылдың даму

мүмкіндігі туралы ескертулер алдын-алу шараларын жасауға және мүмкін болатын шығынның алдын-алуға мүмкіндік береді.

Г.Д. Решетов дауылды 12 - 24 сағатқа болжаудың есептеу әдісін ұсынды. Әдісті өңдеу барысында РЕТ-да бақыланған, 15 м/с-тен 50 м/с жел екпінімен 352 дауыл дамуының синоптикалық және термодинамикалық жағдайларының талдау нәтижелері қолданылды. Бірқатар Гидрометорталықтардағы (ГМО) шұғыл тексерулер басқа әдістермен салыстырғанда оның басымдығын көрсетті.

Дауылдың болжамын құру 2 кезеңнен тұрады.

1 кезең – ауа райының соңғы карталары мен спутник суреттерінің сараптамасы жасалады, осы мәліметтер бойынша күтілетін синоптикалық жағдайлардың болжамы құрылады. Егер ауа райының барлық синоптикалық мәліметтерінің кешенді сараптамасы берілген тәулікте күндіз (тәулікке болжағанда – келесі тәуліктің күндізгі уақыты) болжау ауданында дауылдың дамуына қолайлы синоптикалық жағдайлар күтілетін болса, онда екінші кезеңге өтеді.

2 кезең – термодинамикалық есептеулер мен график бойынша дауылды болжау. Егер 1 және 2 кезең бойынша оң нәтижелер алынса, онда ауа райы болжамында дауылды береді. Егер синоптикалық жағдайлар дауылдың дамуына қолайсыз болса, онда термодинамикалық параметрлерді есептеудің қажеті жоқ.

#### **2.4.1 Дауылдардың дамуына қолайлы синоптикалық жағдайлар**

Дауылдың пайда болуы Св бұлтының дамуымен байланысты болғандықтан, дауылдың пайда болу мүмкіндігі туралы алғашқы болжамдық нұсқауларды Св, найзағай және нөсерлі жауындарды болжаудың есептеу әдістері негізінде алуға болады. Дауыл пайда болатын аэросиноптикалық процесстердің даму ерекшеліктерін бақылап отыру керек. Бұл көзқарас бойынша дауылдар ішкімассалық және фронтальды дауылдар болып бөлінеді.

Фронтальді дауылдар – өте қауіпті. Фронттағы барлық метеорологиялық шамалардың айырмашылықтарының өсуіне байланысты дауылдың қарқындылығы өседі. Құрлық үстінде дауыл кезінде суық фронттағы температура айырмашылықтары  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  жоғары болады және сирек  $< 8\text{ }^{\circ}\text{C}$  болады. Фронт алдында жылы ауаның максимальды температурасы  $30\text{ }^{\circ}\text{C}$  шамасында, кейде  $35 - 38\text{ }^{\circ}\text{C}$  жетеді. Дауылдың пайда болу ауданында фронт артындағы қысымның өсуі 3 сағатта 3 - 5 гПа құрайды.

Карталар сараптамасы бойынша көптеген фронтальды дауылдың дамуына қолайлы болып жылдың жылы мезгіліндегі (мамырдан қыркүйекке дейін) күннің екінші жартысындағы (12 сағаттан 20 сағатқа дейін) келесі синоптикалық жағдайлар табылады:

1)  $30 - 40\text{ км/сағ.}$  жылдамдықпен жылжитын жас дамып келе жатқан циклон немесе толқынды ауытқудың шыңына жақын суық фронт;

2) Жылжу жылдамдығы  $30 - 40\text{ км/сағ.}$  және одан да жоғары суық және окклюзия фронттары;

3) Ауа райының жер карталары мен  $850\text{ гПа}$  беткейінде циклонның жылы секторінде үлкен емес барикалық жыралар. Ауа райының таңертеңгі және түнгі карталарында бұл жыраларда көбінесе ашық, аз бұлтты ауа райы бақыланады. Алайда, күндізгі уақытта бұл жыраларда найзағай, нөсерлі жауын және дауылдармен күшті конвективті бұлттылық дамиды «дауылдар сызығы» немесе «тұрақсыздық сызығы» пайда болады.

4) Биіктік барикалық жыралардың алдыңғы бөлігі ( $AT_{500} - AT_{200}$  карталарында), термикалық жыраның алдыңғы бөлігі немесе тропосферада суықтың ошағы ( $OT_{1000}^{500}$  және  $OT_{1000}^{300}$  карталарында).

Басқа синоптикалық жағдайларда дауылдың даму мүмкіндігі аз.

Дауылдарды болжағанда келесі эмпирикалық байланыстарды ескеру керек. Үлкен биіктіктерде дивергенция аймағында нөсерлі жауын мен дауылдармен күшті найзағайлы

бұлттылықтың дамуы үшін қолайлы жағдайлар жасайтын вертикальды қозғалыстар пайда болады.

Найзағайлы ішкімассалық Св бұлттылығы изогипстердің антициклональды қисықтығы мен олардың шашырауында биіктік жылу жоталары облысында үлкен қуатына жететіні анықталған.

Күшті дауылдардың пайда болуымен фронтальды найзағайдың барлық жағдайлары жылғалы ағыстардың антициклональды жағында және ағын бойынша желдің әлсіреуімен изогипстердің шашырауы болған ауданда байқалады. Бұл кезде дауылдың жылжу бағыты көбінесе жылғалы ағыстардағы желдің бағытымен сәйкес келеді.

#### **2.4.2 Дауылдардың дамуының термодинамикалық жағдайлары**

Дауылдардың пайда болуы үшін қолайлы синоптикалық жағдайлар ғана емес, қолайлы термодинамикалық жағдайлар да керек, яғни жылы ауа массасының үлкен тұрақсыздық энергиясы керек.

Төселме беткей 30 – 40 °С және одан да жоғары болғанда тұрақсыздық энергиясы күндіз жоғары болады, одан ауаның жерге жақын қабаты қызады, оның қызуы ауаның жерге жақын қабатында температураның вертикальды градиенттерінің құрғақadiaбатты және жоғарыadiaбатты мәніне дейін өсуіне алып келеді.

Тұрақсыздық энергиясының өсуіне түнде немесе таңертең түскен жауын-шашындармен топырақтың ылғалдануы алып келеді.

Ауа массаларының тұрақсыздық энергиясы мөлшеріне тропосфераның барлық қабатында ылғалдылық пен температураның вертикальды таралуы, сонымен қатар әр түрлі деңгейлердегі ылғалдылық пен температураның адвективті өзгеру сипаты, реттелген вертикальды қозғалыстардың мөлшері мен сипаты және т.б. әсер етеді.

Дауылдарды болжау үшін мәліметті бағалау негізінде параметрлердің сәйкестігі таңдалды:

$\sum_{850}^{500}(T' - T)$  мен  $\Delta T_{жер}^{500}$ , дауыл кезіндегі мүмкін болатын максималды жел жылдамдығын болжау үшін  $\Delta T_{жер}^{с.м}$  және  $\bar{V}$ . Температура мен шық нүктесінің болжамды қисықтары бойынша келесі параметрлер анықталады:

1)  $T_{max}$  – фронт жағдайында (фронттың өту алдында) дауыл немесе найзағайлы жауын алдында жер бетіндегі максималды ауа температурасы (°C).

2)  $\Delta T_{зем}^{500} = T_{max\ жер} - T_{500}$ .  $T_{жер}$  - (фронт жағдайында – оның өту алдында) және 500 гПа деңгейіндегі температура арасындағы айырмашылық (°C).

3)  $\sum_{850}^{500}(T' - T)$  - 850, 700, 600 және 500 гПа деңгейлерінде температураның стратификация қисық сызығынан атмосфераның күй қисық сызығының ауытқу жиынтығы, яғни  $\sum_{850}^{500}(T' - T) = (T' - T)_{850} + (T' - T)_{700} + (T' - T)_{600} + (T' - T)_{500}$

мұндағы,  $T'$  - атмосфераның күй қисық сызығындағы температура,

$T$  – стратификация қисық сызығындағы температура;

4)  $T_{см}$  – ылғаладиабатамен төселме беткей қысымына келтірілген, сулы термометрдің нөлдік температурасына тең, будақ жауын бұлттылығы астындағы төмен бағытталған суық ауадағы Жер бетіндегі ауа температурасы.

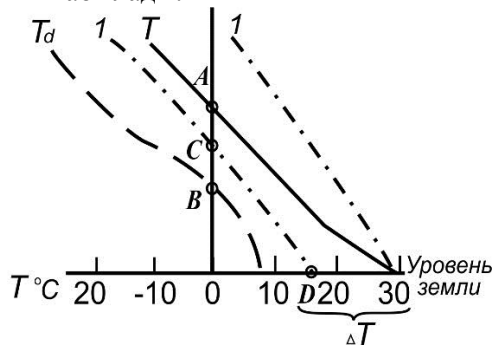
5)  $T_{max}$  және  $T_{см}$  арасындағы айырмашылық, яғни

$$\Delta T_{жер}^{с.м} = T_{max} - T_{см}, \quad (°C). \quad (2.6)$$

6) Тез жылжитын толқынды ауытқудың немесе суық фронттың өту уақытында болжау пунктінде төселме беткейден 500 гПа (м/с) беткейге дейінгі қабатта желдің күтілетін орташа жылдамдығы  $\bar{V}$ .

$$\bar{V} = \frac{1}{4}(V_{ж} + V_{850} + V_{700} + V_{500}) \quad (2.7)$$

$T_{cm}$  мәнін есептеу көрсетілген (2.10 сурет). Бұл температураны анықтау үшін аэрологиялық диаграмма бланкінде температураның және ылғалдылықтың болжамды қисық сызықтары мен нөлдік изотерманың қиылысу нүктесін белгілейді (суретте А және В нүктелері). АВ кесіндісінің ортасында С нүктесін белгілейді, сол нүктеден ылғал адиабата бойымен жер беті қысымының изобараларына дейін төмен түсу керек (суретте D нүктесі). D нүктесіндегі температураның мәні  $T_{cm}$  болып табылады.



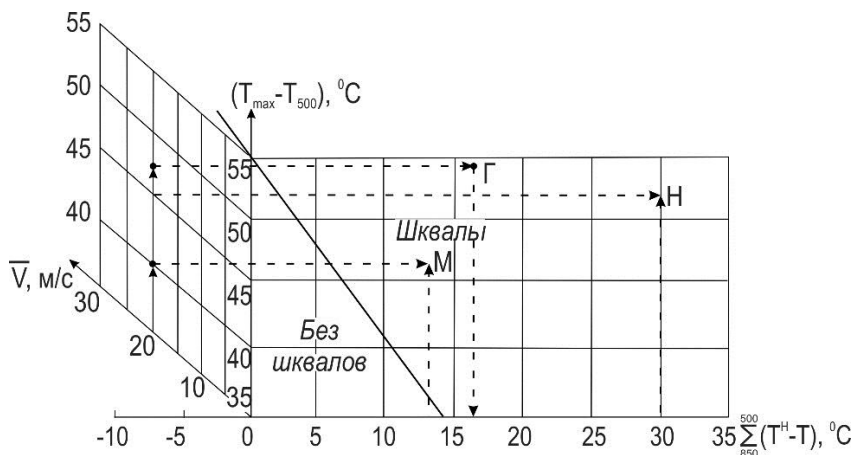
**2.10 сурет.**  $\Delta T$  параметрлерін есептеу сызбасы.

$T$  – температура стратификация қисығы,  $T_d$  – шық нүктесі қисығы, 1 – ылғал адиабата

Жел жылдамдығының жер бетіндегі және 850, 700, 500 гПа деңгейлеріндегі болжамды мәндері суық фронттың өтуі күтілетін үлескіде сәйкес деңгейлердегі жел жылдамдықтары мәндерін ауа райының соңғы карталарынан алу арқылы табылады. Болжамның әрекет етуі аз болғанда бұл параметр болжам жасау уақытында бақылаудың соңғы мерзіміндегі мәліметтер бойынша анықталады.

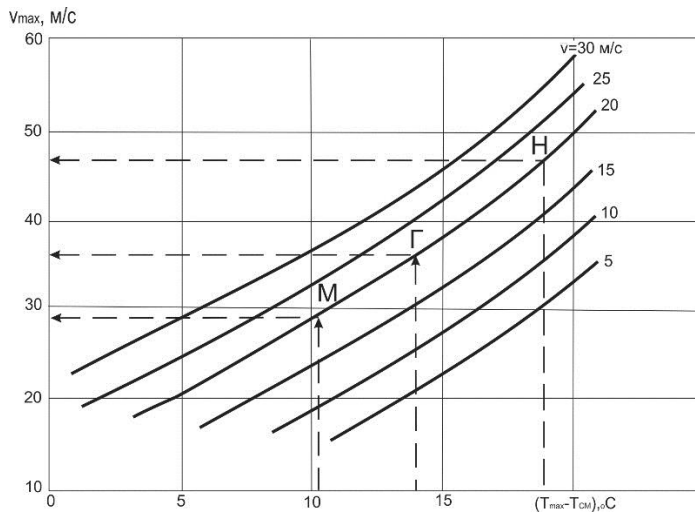
Параметрлерді есептегеннен соң дауылдың пайда болу мүмкіндігі 2.11 суреттегі график көмегімен бағаланады.





**2.11 сурет.** Дауылдың пайда болу мүмкіндігін анықтауға арналған график  
Г — Горький, М — Мәскеу, И — Иваново.

Дауыл кезіндегі желдің максималды жылдамдығын ( $V_{\max}$ ) болжау үшін 2.12 суреттегі график қолданылады.



**2.12 сурет.** Дауыл кезіндегі жел жылдамдығын анықтау  
Г — Горький, М — Мәскеу, И — Иваново.

*Тапсырма мазмұны:*

1) Дауылдың пайда болуының синоптикалық жағдайларына сараптама жасау;

2) 2.5 кестеде болжамды мәліметтер берілген пункттер бойынша дауылдың болжамын жасау.

Кесте 2.5

**T, T<sub>d</sub> және ff болжамды мәндері**

Пункт	P <sub>0</sub> P <sub>0</sub> P <sub>0</sub>	T	T <sub>d</sub>	ff	Пункт	P <sub>0</sub> P <sub>0</sub> P <sub>0</sub>	T	T <sub>d</sub>	ff
12 сағ. 3 тамыз 1975 ж.					12 сағ. 3 тамыз 1975 ж.				
С-Петербург	1013	23	17	8	Бологое	1011	25	18	5
	850	12	7	8		850	12	11	5
	700	0	-4	10		700	1	-1	10
	500	-17	-19	10		500	-13	-15	15
					12 сағ. 22 шілде 1981 ж.				
Псков	1014	25	21	5	Луга	1000	26	16	10
	850	8	7	7		850	12	11	15
	700	-1	-1	7		700	2	-2	15
	500	-15	-17	7		500	-18	-22	20
Великие Луки	1014	21	17	5					
	850	11	8	10					
	700	0	-2	7					
	500	-14	-17	7					

*Бастапқы мәліметтер:* 3 тамыз 1975ж. 00 және 12 сағ. ауа райының кольцовка карталары (2.57 парағы) және T, T<sub>d</sub>, және ff болжамды мәндері (кесте 2.5).

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*

1) Дауылдардың дамуы үшін қолайлы синоптикалық жағдайлардың ерекшеліктерін қарастыру;

2) Болжау пункті үшін аэрологиялық диаграммада T және T<sub>d</sub> таралу қисықтарын тұрғызу;

3) Дауылдардың пайда болуының термодинамикалық параметрлерін есептеу;

4) Графиктер бойынша дауылдардың болжамын және дауыл кезіндегі максимальды жел жылдамдығын беру.

*Есептік мәліметтер:*

1) дауылдардың пайда болуының синоптикалық жағдайларының сараптамасы;

2) жеке пункттер бойынша дауылдардың болжамы.

### 3 Жерге жақын қабаттағы ауа температурасын болжау

Жер бетіндегі ауа температурасының өзгеруін анықтайтын негізгі факторлар болып келесілер табылады: ауаның горизонтальды бағытта жылжуы (адвективті фактор), әртекті төселме беткейден жылжығанда ауа массаларының құрамының өзгеруі (трансформациялық фактор), тәулік ішінде төселме беткейден жылу алмасудың өзгеруі (тәуліктік жүрісі арқылы температураның өзгеруі). Температураның болжамды мәндері жалпы алғанда келесідей анықталады:

$$T_{\text{болж}} = T_{\text{баст}} + \Delta T_{\text{adv}} + \Delta T_{\text{тр}} + \Delta T_{\text{т.ж.}}, \quad (3.1)$$

мұндағы,  $T_{\text{баст}}$  – ауа райының ағымдағы картасында белгіленетін, болжам жасау мерзімінде болжам пунктіндегі температураның бастапқы мәні;  $\Delta T_{\text{adv}}$  – берілген пунктке температураның басқа мәндерімен ауа массаларының келуімен байланысты температураның өзгеруі;  $\Delta T_{\text{тр}}$  – температураның трансформациялық өзгеруі;  $\Delta T_{\text{т.ж.}}$  – тәуліктік жүрісімен байланысты температураның өзгеруі. Тәжірибеде жалпы болжамдарда минимальды ауа температурасы – түнге және максимальды – күндізге көрсетіледі. Пункт бойынша болжамдарда температуралар  $2^{\circ}\text{C}$  шегінде, территория бойынша –  $5^{\circ}\text{C}$  шегінде беріледі.

Температураның күрт өзгерулері күтілетін жағдайларда температураның өзгеру уақыты мен күтілетін температура болжанады. Мысалы, күндіз ауа температурасы  $-10, -12^{\circ}\text{C}$ , кешке қарай бірденнен  $-23, -25^{\circ}\text{C}$  дейін салқындау күтіледі. Бірденнен жылыну (жылымық) және бірденнен салқындау (үсіктер) туралы ерекше белгілер беріледі.

Арнайы болжамдарда тұтынушыға қажетті мерзімдердегі ауа температурасы беріледі. Пункт бойынша температура болжамын жасау көп жағдайда қиындықты тудырмайды, себебі температураны болжауға арналған әр түрлі әдістердің болуымен түсіндіріледі. Жауын-шашынды бұлтты ауа райының басталу және аяқталу кезеңін дұрыс

білмей, Алматы жағдайында фён немесе Қазақстанның оңтүстік-шығысында Сібір антициклоны сілемінің күшеюі немесе бұзылуымен байланысты жергілікті жағдайлар температураның болжамын қиындатады.

Пункт бойынша ауа температурасының болжамы таңертең жақын түнге және келесі күнге, яғни 24 және 36 сағатқа жасалады. Бұл болжамдарды өңдеу үшін бастапқы мәлімет ретінде берілген тәуліктің 00 сағ. ОГУ синоптикалық мәліметтер кешені және келесі тәулікке болжамды карталар қолданылады. Таңертең қажет болған жағдайда түнгі мәліметтер бойынша күндізгі (әрекет ету уақыты 12 сағат) болжамға толықтырулар енгізіледі.

Ауа температурасы болжамдары кез-келген бақылау мерзімдеріндегі бастапқы мәліметтер бойынша тәуліктің кез-келген уақытына құрылады. Тәуліктік жүрісі әсерінен ауа температурасының өзгерулері 24 сағаттан басқа уақыт кезеңдері үшін есептеулер жүргізілгенде ескеріледі.

Жер бетіне жақын қабаттағы берілген нүктедегі температураның болжамы келесі ретпен орындалады:

1) Берілген нүктедегі температураның адвективті өзгерулерін анықтайды. Олар ауа бөлшегі траекториясының бастапқы және соңғы (болжау пункті) нүктелеріндегі мәндер бойынша анықталады. Траекторияны тұрғызу жылжымалы циклондар мен антициклондарда АТ<sub>700</sub> картасы бойынша, жылдың суық мезгілінде аз жылжымалы антициклондарда ( $h = 1,5 - 2$  км дейін) күшті инверсия жағдайында АТ<sub>850</sub> картасы бойынша кері тасымалдау әдісімен жүргізіледі. Азградиентті барикалық алқаптарда жылдың суық мезгілінде жер бетіне жақын қабатындағы жел алқабы бойынша, ал жылы мезгілде 1 – 1,5 км қабаттағы жел алқабы бойынша ауа бөлшектерінің жылжуын болжаудың ақталушылығы жоғары болады. 24, 36 сағатқа болжамды траекторияны тұрғызудың барлық жағдайларында уақыт бойынша биіктік және жер беті барикалық алқаптарының өзгеру сипатын ескеру керек. Ол үшін траекторияның 12 сағаты болжамды карта бойынша ( $t_0+24$ ), 12 сағаты берілген карта бойынша ( $t_0$  тәулікке болжағанда) тұрғызылады. 36 сағатқа болжағанда – 12 сағаты

болжамды ( $t_0+36$ ), 12 сағаты болжамды карта бойынша ( $t_0+24$ ), соңғы 12 сағаты берілген карта бойынша ( $t_0$ ) тұрғызылады.

Синоптика тәжірибесінде болжамды құру кезінде тек 00 (03 сағ.) АТ карталары ғана болатындығын ескеріп, температураның болжамды мәндері күтілетін түнге және күндізге келесідей есептеледі:

$$T_{24 \text{ (түн)}} = T_{\text{адв (24)}} + \Delta T_{\text{тр (24)}}, \quad (3.2)$$

$$T_{36 \text{ (күндіз)}} = T_{\text{адв (36)}} + \Delta T_{\text{тр (36)}} + \Delta T_{\text{т.ж.}}$$

мұндағы,  $T_{\text{адв (24)}}$  және  $T_{\text{адв (36)}}$  – ауа бөлшектерінің 24 және 36 сағаттық траекторияларының бастапқы нүктелеріндегі жер бетіндегі температура мәні. Оларды берілген жер карталарынан бастапқы нүкте айналасындағы 2-3 станция мәліметтерінен орташалау арқылы табады.

2) Тасымалдау траекториясы бойымен ауа массалары температурасының трансформациялық өзгерулерін бағалайды.

*Трансформациялық өзгерулер* – төселме беткеймен жылуалмасу әсерінен бөлшектің жылжу жолы бойында ауа массалары қасиеттерінің өзгеруі. Температураның трансформациялық өзгерулері бірқатар факторлармен анықталады:

– турбуленттік алмасу;

– ауа бөлшегі траекториясы бойымен төселме беткейдің радиациялық балансы, яғни, негізінен жолдың сол үлескісінде бұлттылық мөлшерінің өзгеруі  $\Delta N$ ;

– конденсация процесстері, оның нәтижесінде  $\Delta T_{\text{тр}}$  мөлшері  $\Delta T_{\text{конд}}$  мөлшеріне өзгереді. Жылудың адвекциясы кезінде ауаның салқындауы, суықтың адвекциясында ауаның жылынуы болады. Желдің әлсіреуі мен бұлттылық мөлшерінің азаюымен ендікке және жыл мезгіліне байланысты болатын  $\Delta T_{\text{тр}}$  мөлшерінің өсуі болады.

А.А. Бачуринаға сәйкес ауа температурасының трансформациялық өзгерулері келесі формулалар бойынша анықталады:

$$\Delta T_{\text{тр (24)}} = 0,2\Delta T_0 + 0,4 \delta N \quad (\text{тҮН}), \quad (3.3)$$

$$\Delta T_{\text{тр (36)}} = 0,2\Delta T_0 - A\delta N - B\delta a \quad (\text{күндіз}),$$

мұндағы,  $\Delta T_0 = T_c - T_6$ ,  $T_c$  және  $T_6$  – уақыттың бастапқы кезеңіндегі траекторияның соңғы және бастапқы нүктелеріндегі температураның мәні;  $\delta N$  – жылжу жолы бойымен бұлттылықтың жеке өзгеруі  $N$  (баллмен), яғни, болжау пунктінде бұлттылықтың «келтірілген»  $t_0+24$  сағ. кезеңінде күтілетін және траекторияның бастапқы нүктесінде  $t_0$  бастапқы кезеңінде бақыланған мөлшері арасындағы айырмашылық. Бұлттылықтың келтірілген мөлшерін келесі формуламен есептейді:

$$N = N_T + 0,75N_0 + 0,25N_{\text{ж}} \quad (3.4)$$

мұндағы,  $N_T$ ,  $N_0$ ,  $N_{\text{ж}}$  – сәйкесінше төменгі, ортаңғы және жоғарғы қабат бұлттылығы;  $\delta a$  – траекторияның соңғы және бастапқы нүктелеріндегі төселме беткей альбедосы айырмашылығы.

$A$  және  $B$  – жел жылдамдығы, топырақтың ылғалдану дәрежесі, жиынтық радиация және нәтижелі сәуле шығаруға байланысты коэффициент. Альбе́до мәндері 3.1 кестеде келтірілген.

Кесте 3.1

Әр түрлі төселме беткейлер үшін альбе́до мәні

Төселме беткей түрі	Альбе́до	Төселме беткей түрі	Альбе́до
Топырақ: құрғақ ылғалды	0,17 0,11	дала	0,20
күм	0,35	шөл	0,27
шөп	0,20	қар: жаңа жауған ескі еріген ластанған	0,85 0,60 0,45
орман: жапырақты қылқан жапырақты	0,18 0,14	су	0,22

3) Ауа температурасының тәуліктік жүрісін анықтайды.

Жер бетіне жақын қабатында тәуліктік жүрісі күн радиациясының жұтылуы есебінен күндіз топырақ жылынуынан және нәтижелі сәуле шығаруымен түнде салқындауынан байланысты болатын топырақ – ауа қатынасының тәулік бойы өзгеруімен, сонымен қатар жел жылдамдығына байланысты болатын төселме беткей мен ауаның жерге жақын қабатындағы турбуленттік жылуалмасуының өзгеруімен анықталады.

Ашық аспан кезіндегі ауа температурасының тәуліктік жүрісі ендікке, мөлдірлік коэффициентіне, төселме беткей тепературасына және альбедоға байланысты болады. Тәуліктік жүріске жергілікті жердің орографиялық жағдайлары мен төселме беткей де әсер етеді.

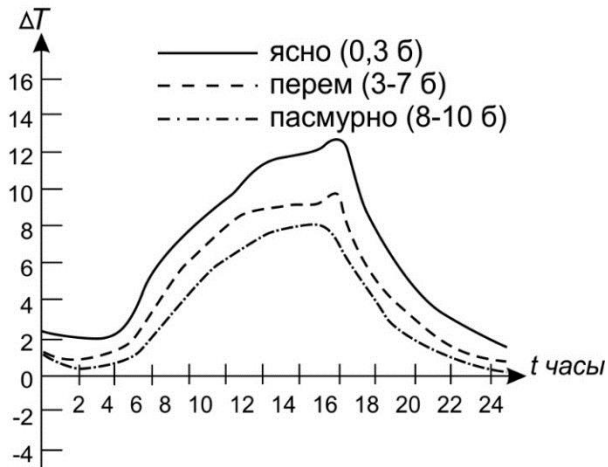
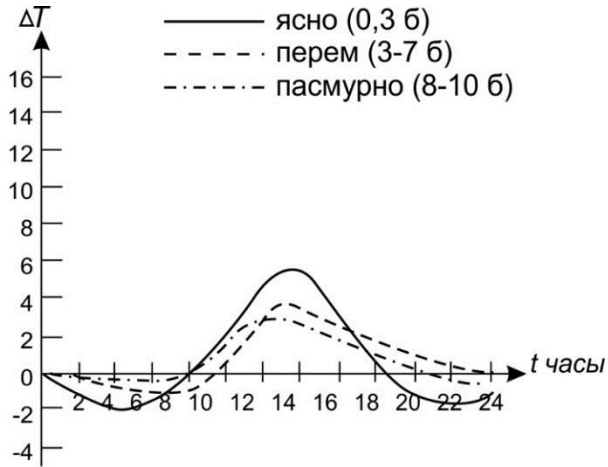
Ауа массасының қасиеттері: оның температурасы, ылғалсыымдылығы және шаңдануы да белгілі дәрежеде әсер етеді.

Өзгерулерді ескеру үшін график түрінде берілетін теператураның тәуліктік жүрісі туралы эмпирикалық мәліметтер болуы керек. Графиктерді тек тыныш және ашық ауа райы үшін ғана емес, циркуляцияның әр түрлі типтеріндегі бұлттылықтың әр түрлі мөлшерімен ауа райы үшін де тұрғызады. Бұл графиктер жергілікті жағдайлардың әсерін ескергендіктен нақты болжамды қамтамасыз етеді. Мысал, О.П. Глазованың РЕТ жазықтары үшін есептеген эмпирикалық графиктері. Мұндай графиктер Қазақстан территориясы үшін (таулы аудандардан басқа) әр айға бұлттылықтың 3 градациясы бойынша тұрғызылған. Мысалы, Алматы үшін шілде және қаңтар айлары (3.1 сурет).

$\Delta T_{т.ж.}$  мәні бұлттылықтың болжамын ескеріп, сәйкес айға график бойынша анықтайды. Оның мәні берілген мерзімдегі (ОГУ 00 сағ.) және жергілікті уақыттың 15 сағ. (тепмератураның максимумы бақыланғанда) температура мәндерінің айырмашылығына тең.

*Тапсырма мазмұны:* атмосфераның вертикальды барлау мәліметтері бойынша оқытушы көрсеткен пункттер үшін

жақын түнге минимальды ( $T_{\min}$ ) және келесі күнге  
 максимальды температураның ( $T_{\max}$ ) болжамды мәнін есептеу.



**3.1 сурет.** Қаңтар және шілде айларындағы Алматы станциясындағы ауа температурасының тәуліктік жүрісі



*Берілген мәліметтер:* 00 сағ. ОГУ берілген мерзімге Жер және биіктік карталары және 24 – 36 сағ. есептелген болжамды биіктік карталары.

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*

1) Ауа массаларының болжау пунктіне күтілетін жылжуының 24 – 36 сағ. траекториясын тұрғызу;

2) Жер картасы бойынша  $T_0$  және  $T_a$  температура мәндерін анықтау;

3) Температураның трансформациялық өзгеруін болжағанда келесі формула қолданылады:

$$\delta T_{\text{тр } 24} = 0,2\Delta T_{0,24},$$

$$\delta T_{\text{тр } 36} = 0,2\Delta T_{0,36}, \quad (3.5)$$

мұндағы,  $\Delta T_{0,24}$  және  $\Delta T_{0,36}$  – траекторияның басында және соңында уақыттың бастапқы кезеңіндегі температура мәндерінің айырмашылығы;

4)  $\delta T_{\text{т.ж.}}$  мәндерін есептегенде алдын-ала жақын түнге және келесі күнге бұлттылықты келесі градациялар бойынша болжау қажет:

а) ашық немесе аз бұлтты;

ә) ауыспалы бұлттылық;

б) тегіс бұлттылық.

$\delta T_{\text{т.ж.}}$  тәуліктік жүрісі амплитуда мәнін О.П. Глазованың тәуліктік жүріс графигі бойынша бұлттылық болжамын ескеріп анықтау қажет.

5)  $T_{\text{max}}$  және  $T_{\text{min}}$  формула бойынша есептеу:

$$\begin{aligned} T_{\text{max } 36} &= T_{a 36} + \delta T_{\text{тр } 36} + \delta T_{\text{т.ж.}}, \\ T_{\text{min}} &= T_{a 24} + \delta T_{\text{тр } 24}, \end{aligned} \quad (3.6)$$

$T_{a 36}$  – 36 сағ. траекторияның бастапқы нүктесіндегі температура мәні,  $T_{a 24}$  – 24 сағ. траекторияның бастапқы нүктесіндегі температура мәні.

*Есептік мәліметтер:* жұмыс дәптерінде  $T_{\text{max}}$  және  $T_{\text{min}}$  есептеу нәтижелері.

### 3.1 Ауаның максималды температурасын болжау (12, 36 сағ.)

РЕТ территориясы мен Қазақстан территориясындағы синоптика тәжірибесінде О.П. Глазова әдісі кеңінен қолданылады. Максималды температураны болжаудың бұл әдісі ( $T_{\max}$ ) жылдың жылы мезгілінде атмосфераның төменгі қабатында (бірнеше жүздеген метрден 2-3 км дейін) максималды қызу сағаттарында ашық және азбұлтты ауа райында құрғақadiaбата стратификациясы орнығатынына негізделеді.

Құрғақadiaбата градиентінің ( $H_{\gamma a}$ ) таралу биіктігі төселме беткейдің максималды қызуының функциясы болып табылатындықтан, онда ол орын ендігіне, жыл мезгіліне, төселме беткейдің жылуфизикалық қасиеттеріне, жергілікті жағдайларға байланысты болады. О.П. Глазова РЕТ үшін (3.2 кесте) наурыз айының екінші жартысынан қазан айының бірінші жартысына дейінгі температураның құрғақadiaбата градиенті және 15 қазаннан 15 наурызға дейін ылғалаadiaбата стратификациясы таралатын орташа биіктіктерді есептеді.

#### Кесте 3.2

РЕТ үшін құрғақadiaбата градиентінің таралу шекарасының биіктігі (км)

айлар	Азбұлтты және көшпелі бұлттылық		Көп және тегіс бұлттылық	
	Айдың жартысы			
	бірінші	екінші	бірінші	екінші
наурыз	-	1.0	-	0.4
сәуір	1.0	1.5	0.4	0.6
мамыр	1.5	2.0	0.6	0.8
маусым	2.0	2.5	0.8	1.0
шілде	2.5	2.0	1.0	0.8
тамыз	2.0	1.5	0.8	0.6
қыркүйек	1.5	1.0	0.6	0.4
қазан	1.0	-	0.4	-

Е.В. Садовская Алматы үшін есептеген  $H_{\gamma a}$  мәні 3.3 кестеде келтірілген.

Алматы қаласында жер бетінен ауа температурасы құрғақадиабата  
градиентінің таралу биіктігі ( $H_a$ )

айлар	Азбұлтты және көшпелі бұлттылық переменная		Көп және тегіс бұлттылық	
	Айдың жартысы			
	бірінші	екінші	бірінші	екінші
наурыз	-	1.7	-	1.5
сәуір	2.0	2.2	1.6	1.6
мамыр	2.2	2.6	1.7	1.7
маусым	2.6	2.6	2.2	2.3
шілде	2.8	2.8	2.5	2.5
тамыз	2.7	2.6	2.5	2.1
қыркүйек	2.4	2.0	2.0	1.9
қазан	2.0	-	1.7	-

РЕТ үшін есептелген мәліметтерді Қазақстанның батыс, солтүстік және орталық облыстарында, ал Алматы үшін есептелген мәліметтерді – Қазақстанның оңтүстік және оңтүстік-шығыс облыстарындағы синоптиктер қолдануға болады.

Тәжірибеде  $T_{\max}$  аэрологиялық диаграмма бланкінде графикалық түрде келесідей анықталады:

1) АД бланкінде таңертеңгі зондылау мәліметтері бойынша стратификация қисығын тұрғызады;

2) (3.2) кесте көмегімен сәйкес ай үшін құрғақадиабата градиенті ( $H_a$ ) таралу деңгейінің биіктігі анықталады;

3) Егер шекаралық қабатта жел жылдамдығы 4 м/с аспаса,  $T_{\max}$  болжамы үшін нақты температураның стратификация қисығын қолданады.  $T_n$  мәніне сәйкес келетін,  $H_a$  биіктігінде орналасқан, осы қисықтықтағы нүкте арқылы құрғақ адиабатаны (наурыз айының ортасынан қазан айының ортасына дейінгі кезең) күтілетін жер беті қисымы мәніне ( $P_0$ ) сәйкес изобарамен қиылысқанша жүргізеді. Қиылысу нүктесіндегі температура  $T_{\max}$  мәні болып табылады. Стратификация қисығында  $H_a$  деңгейінен төмен жер беті изотермия немесе инверсия қабаты байқалса, онда нүкте оның жоғарғы шекарасынан таңдалады, ал егер көтерілген инверсия

немесе ұстап қалатын қабат (көктем мен күзде) байқалса, онда бастапқы нүкте оның төменгі шекарасында орнатылады. Егер шекаралық қабатта жел жылдамдығы 4 м/с жоғары болса, онда Н биіктіктегі температура мәнін ( $T_n$ ) болжамды стратификация қисығы бойынша анықтау керек.

Жылдың суық мезгілінде (қазан – наурыз)  $T_{max}$  анықтау үшін  $P_0$  деңгейіне дейін ылғал адиабата бойынша төмен түсу керек. Бұл әдіспен  $T_{max}$  болжау ашық және азбұлтты ауа райында жақсы ақталушылықты береді. Егер де 8-10 баллды төменгі және ортаңғы қабат бұлттары күтілсе, әсіресе күннің бірінші жартысында жауын-шашын күтілсе, бұл әдісті қолдануға болмайды, себебі  $T_{max}$  мәні есептеу нәтижелерімен салыстырғанда кейде 5 °С төмен болады.

*Тапсырма мазмұны:* Оқытушы белгілеуі бойынша Алматы үшін күндізгі уақыттарға ауаның максималды температурасының болжамын құру.

*Берілген мәліметтер:* Алматы бойынша 00 сағаттағы атмосфераны зондылау мәліметтері.

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*  $T_{max}$  болжау үшін нақты стратификация қисығын қолдануға болады, себебі жер бетінде желдің әлсіз жылдамдықтары байқалады.

*Есептік мәліметтер:* графикалық құрылымы бар АД.

### **3.2 Экстремальды температураларды тірек шамалар бойынша болжау (Г.В. Куприянов бойынша)**

Автор келесі гипотезаны айтады,  $T_{max}$  болатын уақыт,  $T_{max}$  қалыптастыратын, факторлардың «жұмысында»  $T_{min}$  жағына қарай бұрылу кезеңі болып табылады, яғни  $T_{min}$ -ге «жұмыс» істеудің басы болып саналады. Және керісінше,  $T_{min}$  болғаннан кейін, температураны қалыптастыратын барлық факторлар  $T_{max}$ -ге жұмыс істеуді бастайды. Сондықтан, әр экстремум келесі болжам үшін бастапқы шама ретінде қабылданады.

Бұл әдіс Қазақ гидрометорталығында жасалған және әрбір экстремумның мәні ( $T_{min}$ ,  $T_{max}$ ) келесі факторларға байланысты болады, оларды автор тірек шамалар деп атады:

- 1) Температураның алдыңғы экстремумы;
- 2)  $AT_{850}$  күтілетін ауа температурасы ( $T'_{850}$ ). Бұл деңгейде температураның тәуліктік өзгерулері аз және жер беті температура алқабына тән мәліметтердің алуан түрлілігі болмайды;
- 3) күтілетін бұлттылық.

$AT_{850}$  деңгейіндегі температураның және алдыңғы экстремумының үлестері тығыз байланысқан. Жер – 850 гПа қабатында турбуленттік араласу нәтижесінде әр жарты тәулік ішінде орташа шама құрылады, ол

$$T_{\text{орт}} = 0,5(T_{\text{экт}} + T'_{850}), \quad (3.7)$$

Сонымен қатар, экстремумдардың құрылуында бұлттылық үлкен рөл атқарады.

Осылай, болжамдық ретінде келесі формула қолданылады:

$$T_{\text{эктр}} = 0,5(T_{\text{эктр}-12} + T'_{850}) \pm \Delta T, \quad (3.8)$$

мұндағы  $\Delta T$  – күтілетін бұлттылыққа байланысты температураның өзгеруі.

Бұлттылықтың болжанатын үш градациясы бойынша  $T_{\text{min}}$  және  $T_{\text{max}}$  болжау үшін  $\Delta T$  мәні графиктер көмегімен табылады (3.2, 3.3 суреттер). Абсцисса осінде айлар, ордината осінде -  $\varphi$  ендік берілген.  $\varphi$  ендік - уақыт қиылысу нүктесінен нормаль бойынша жақын изотермаға дейінгі жүреміз және ондағы  $\Delta T$  аламыз.

Есептеулер келесі формулалар бойынша жүргізіледі:

$$\begin{aligned} T_{\text{max}t_0+12} &= \frac{1}{2}(T_{\text{min}_0} + T'_{850_{12}}) + \Delta T_{\text{max}}, \\ T_{\text{max}t_0+24} &= \frac{1}{2}(T_{\text{min}_{t_0+12}} + T'_{850_{24}}) - \Delta T_{\text{min}}, \\ T_{\text{max}t_0+36} &= \frac{1}{2}(T_{\text{min}_{t_0+24}} + T'_{850_{36}}) + \Delta T_{\text{max}}, \end{aligned} \quad (3.9)$$

мұндағы  $T_{\text{min}_0}$  – ағымдағы тәуліктегі минимальды температура,  $T'_n$ ,  $T'_{850_n}$  - n – мерзіміне  $AT_{850}$  бойынша 00 ОГУ

мерзімінен жер бетінде және 850 гПа деңгейінде температура болжамы.



3.2 сурет. 40 – 60° ендіктерде айлар бойынша бұлттылыққа түзету графигі ( $\Delta T_{min}$ )

Бұл әдіс бойынша болжам Қазгидрометтің барлық болжамдық бөлімдерінде құрылады.



3.3 сурет. 40 – 60° ендіктерде айлар бойынша бұлттылыққа түзету графигі ( $\Delta T_{max}$ ). Қисық сызықтардағы сандар - °С.

### 3.3 Ауаның минимальды температурасын А.С. Зверев әдісі бойынша болжау

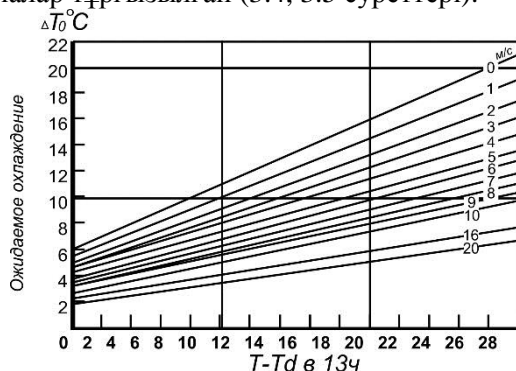
Ауаның минимальды температурасын А.С. Зверев әдісі бойынша болжау температураның түнгі төмендеуінің жергілікті уақыттың 13 және 19 сағаттарындағы шық нүктесі тапшылығынан, түнде күтілетін жел жылдамдығы мен бұлттылықты ескеріп, байланысын қолдануда негізделген:

$$T_{min} = T - \Delta T = T - [a(T - T_d) + b], \quad (3.10)$$

$T_{min}$  – түнде күтілетін ауаның минимальды температурасы;  
 $T$  – бастапқы бақылау мерзіміндегі (13 немесе 19 сағ.) ауаның температурасы;  $\Delta T$  – түні бойы болатын температураның төмендеуі;  $T_d$  - бастапқы бақылау мерзіміндегі (13 немесе 19 сағ.) шық нүкте температурасы;  $a$  мен  $b$  – коэффициенттер. Көп жағдайларда  $a = 0,5$ , бастапқы бақылау мерзімі бойынша 13 сағатта  $b = 6$  және 19 сағат үшін  $b = 4$  (қыста температура - 15 °С төмен болғанда 8 және 6 деп сәйкесінше 13 немесе 19 сағ. мерзімдері үшін қабылдауға болады).

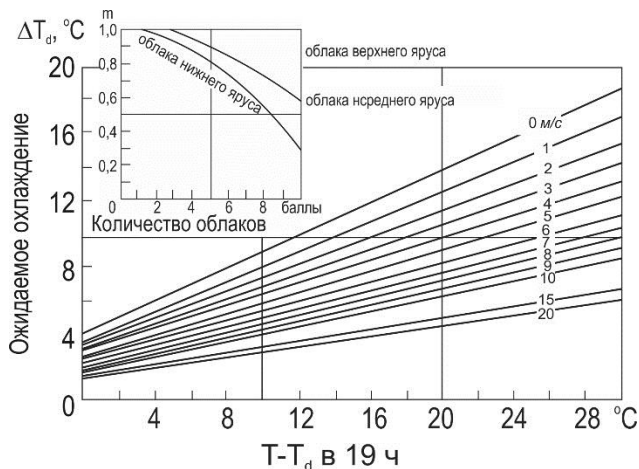
(3.10) формуласын қолдану тек қана тыныш ( $V = 1\text{ м/с}$ ) ашық түнгі ауа райында мүмкін болады.

Түнде күтілетін жел мен бұлттылықты ескеріп, температураның түнгі төмендеуін ( $\Delta T$ ) есептеу үшін номограммалар тұрғызылған (3.4, 3.5 суреттері).



3.4 сурет. Жергілікті уақыттың 13 – 15 сағ. бақылау мәліметтері бойынша температураның түнгі минимумын болжауға арналған номограмма

Номограмманың көлденең шкаласында 13 және 19 сағаттардағы шық нүкте тапшылығы, ал вертикалды шкалада – ашық аспан кезінде температураның күтілетін төмендеуі ( $\Delta T_0$ ). Көлбеу түзу сызықтар түнде күтілетін жел жылдамдығын береді.



**3.5 сурет.** Жергілікті уақыттың 18 – 20 сағ. бақылау мәліметтері бойынша температураның түнгі минимумын болжауға арналған номограмма

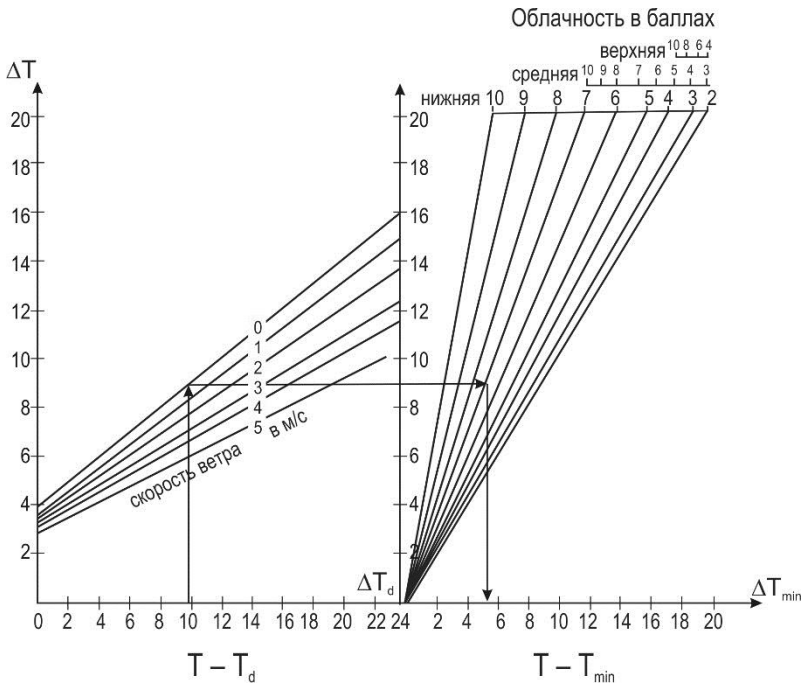
$\Delta T_0$  анықтау үшін көлденең шкалада уақыттың бастапқы кезеңіндегі шық нүкте тапшылығын белгілеп, түнге болжанған жел жылдамдығына сәйкес келетін көлбеу түзу сызыққа дейін көтеріліп, вертикалды шкалада сол жағында ашық аспан кезінде ауаның күтілетін салқындауын (бастапқы кезеңдегі температурадан минимальды температураға дейін) санап қою керек.

Егер түнде бұлттылық күтілсе, онда 3.5 суреттің жоғарғы бөлігіндегі көмекші диаграмма арқылы  $m$  көбейткіші табылады, оны  $\Delta T_0$  алынған мәнімен көбейтеді. Бұлттылыққа түзетуді енгізіп болған соң ауаның минимальды температурасын келесі формула бойынша есептейді:

$$T_{min} = T - m\Delta T_0, \quad (3.11)$$



Ауаның минимальды температурасын А.С. Зверев әдісі бойынша есептеу Алматы үшін тексерілген. Тексеру нәтижесінде түзету айқындалған, оны ескеріп Алматы үшін график тұрғызылған (рис. 3.6). Және минимальды температураны жылдам және оңай есептеу үшін график өзгертіліп тұрғызылған. Бұлттылықтан байланысты күтілетін ауытқуға түзету көбейткішінің орнына бұлттылықтан бағынышты ауа температурасының төмендеуін ескеретін графикалық байланыс тұрғызылған.



**3.6 сурет.** Жел жылдамдығынан және бұлттылықтан байланысты  $T_{min}$  анықтауға арналған график

Ауаның минимальды температурасын А.С. Зверев әдісі бойынша есептеу реті 3.4 кестеде келтірілген.

Ауаның минимальды температурасын есептегенде, ауа температурасы атмосфералық циркуляция жағдайларынан және берілген ауданға келетін ауа массасының жылулық қасиеттерінен бағынышты болатынын есте сақтау керек. А.С. Зверев әдісі біртекті ауа массасы жағдайында қолданылады және адвективті факторды ескермейді.

*Тапсырма мазмұны:* А.С. Зверев әдісін қолданып 2012 жылдың 17 қазанның түнгі сағаттарына ауаның минимальды температурасының болжамын құрастыру.

*Берілген мәліметтер:* 1) 00 сағаттағы бастапқы және келесі тәуліктің жер және биіктік карталары, келесі тәуліктің карталарын шартты түрде болжамды деп санау керек; 2) 16 қазанның ОГУ 12 сағатындағы метеорологиялық бақылау нәтижелері, түнге болжанған бұлттылық пен жел (қосымша).

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:* 1. Есептемей тұрып, қарастырылып жатқан ауданда синоптикалық орналасудың болжамын құрастыру керек және болжау пункттерінде ауа температурасының адвективті өзгерулері аз болатынына көз жеткізу керек.

*Есептік мәліметтер:* 1. Толтырылған 3.4 кесте.

### **3.4 Температура (Т) мен шық нүктесінің (Т<sub>д</sub>) вертикальды таралуын болжау және стратификацияның болжамды қисық сызықтарын тұрғызу**

Будақ-жауын бұлттылығының құрылуы, нөсер жауынның жаууы, найзағай мен бұршақтың пайда болу мүмкіндігі туралы сұрақтарды шешу үшін синоптик стратификацияны есептеу керек, яғни болжам жасалатын пункт үстіндегі Т және Т<sub>д</sub> вертикальды таралуын есептеу керек. Есептеулер аэрологиялық диаграмма бланкінде Т және Т<sub>д</sub> вертикальды таралуын құру арқылы графикалық түрде жүргізіледі. Қазіргі кезде Т және Т<sub>д</sub> вертикальды таралуын болжау ОГУ 00 және 12 сағ. бастапқы мәліметтері бойынша 12, 24 және 36 сағатқа, яғни ағымдағы күнге, түнге және келесі тәулік күніне жасалады. Олардың есептеулерін қысым, геопотенциал, реттелген вертикальды қозғалыстардың

болжамды алқаптарына сәйкес жүргізу керек.  $T$  және  $T_d$  адвективті өзгерулері аз ( $< 2$  °C), реттелген вертикальды қозғалыстар нөлге жақын болғанда, болжау жасалынып жатқан пунктте атмосфераны таңертеңгі зондылау мәліметтерін қолдануға болады. Болжау жасағанда негізгі факторлар келесі тәртіппен есептеледі:

- 1)  $T$  және  $T_d$  адвективті өзгерулері;
- 2) Жер бетінде  $T$  және  $T_d$  трансформациялық өзгерулері, (жылдың суық мезгілінде қосымша 850, 700 және 500 гПа биіктігінде температура өзгерулері);
- 3) Реттелген қозғалыстар әсерінен  $T$  және  $T_d$  өзгерулері ( $\tau$ ).
- 4) Жер бетінен қызу немесе салқындау әсерінен атмосфераның шекаралық қабатында  $T$  және  $T_d$  өзгерулері.

Негізгі факторларды ескерудің көрсетілген реті тәжірибе барысында жасалған. Осы 4 факторды ескеріп алынған  $T$  және  $T_d$  стратификация қисық сызықтары конвекцияның әсерсіз ауа температурасы мен ылғалдылықтың таралуын көрсетеді.

Әр факторды есептеу мен құру тәртібі келесідей:

I. Стандартты изобарлық беткейлер (850 – 300 гПа) мен жер бетінде 1–ші фактордың әсерін ескеру үшін АД бланкінде ауа температурасы ( $T_a$ ) мен шық нүктесінің ( $T_{da}$ ) адвективті мәндері нүктемен белгіленеді. Олар ауа бөлшектерінің горизонтальды траекториясын құру жолымен анықталады (№1 лабораториялық жұмысты қара), болжамды траекторияның бастапқы нүктелерінде  $T_a$  және  $T_{da}$  мәндері алынады. Бланкте  $T_a$  және  $T_{da}$  мәндеріне сәйкес келетін нүктелерді қосып, адвекциямен қалыптасқан  $T$  және  $T_d$  таралуының қисық сызықтарын аламыз. Шартты түрде оларды – PCA – деп белгілейді.

II. Трансформация әсері (2–ші фактор)  $T_a$  және  $T_{da}$  сәйкес нүктелерді  $T$  және  $T_d$  трансформациялық өсуі немесе төмендеуі мәніне ( $\delta T_{TP}$ ) оңға немесе солға жылжыту арқылы ескереді.

Ауа температурасының трансформациялық өзгерулері Жер беті үшін жылдың барлық мезгілінде, ал 850, 700 және 500 гПа беткейлері үшін тек қыс мезгілінде формулалар

Таблица 3.4

Порядок расчёта  $T_{min}$  по методу А.С. Зверева

Дата составления прогноза	$T$	$T_d$	$(T - T_d)$	Прогноз ветра (ночь)	Прогноз облачности (ночь)	$\Delta T$ по графику	$m$ по графику	$m * \Delta T$	Прогноз $T_{min} = T - m\Delta T$	$T_{min}$ факт.	Оправданность

немесе графиктер бойынша табылады. Шық нүкте температурасының трансформациялық өзгерулері жылдың жылы мезгілінде және тек Жер бетінде ғана анықталады. Су буына қаныққан ауада шық нүкте температурасының трансформациялық төмендеуі ауа температурасының трансформациялық төмендеуіне тең деп алынады  $\delta T_{тр} \approx \delta T_{д тр}$ .

III. Негізгі изобаралық беткейлеріндегі гПа/12 сағ. берілген реттелген вертикальды қозғалыстарды  $\tau$  – 3–ші факторды – ескеру келесідей жүргізіледі. Жоғары бағытталған қозғалыстар кезінде ( $\tau < 0$ ) трансформациясы ескерілген  $T_a$  және  $T_{da}$  сәйкес 2 нүктеден берілген Р беткейінен (Р -  $|\tau|$ ) гПа изобаралық беткейлерге дейін құрғақ адиабата (Т үшін) және изограмма ( $T_d$  үшін) бойымен жоғары қарай кескін жүргізіледі. Егер бұл кескіндер Р -  $|\tau|$  беткейіне жеткенге дейін қиылысса, онда берілген изобаралық беткейден конденсация деңгейіне сәйкес келетін қиылысу нүктесінен ылғал адиабата бойымен Т және  $T_d$  үшін жоғары қарай бір кескін жүргізіледі. Төмен бағытталған қозғалыстар кезінде ( $\tau > 0$ ) АД бланкісінде нүктелерден кескіндер құрғақ адиабата мен изограмма бойымен (Р +  $\tau$ ) гПа изобаралық беткейге дейін төмен түсіріледі. Кескіндердің соңы берілген изобаралық беткейден  $\tau$  мәніне сәйкес жоғарылаған немесе төмендеген бөлшек қабылдайтын Т және  $T_d$  мәндеріне сәйкес келеді.

Мұндай тұрғызулар барлық негізгі изобаралық беткейлер үшін жасалады. Кескіндер соңы мен жер бетіндегі Т және  $T_d$  сәйкес нүктелерді түзу сызықпен қосу арқылы 3 факторды ескергендегі Т және  $T_d$  таралуын сипаттайтын 2 қисық алынады. 925 гПа беткейінің мәліметтерін қолданғанда  $\tau_{925}$  мәні  $0,5\tau_{850}$  тең деп алынады.  $\tau$  болжамды мәліметтері болмаған жағдайда жер беті барикалық құрылымының негізгі түрлері үшін 850 – 300 гПа атмосфера қабатында Е.М. Орлованың  $\tau$  орташа статистикалық мәндерін қолдануға болады (3.5 кесте). 3.5 кестесіндегі орташа вертикальды жылдамдық мәніне сәйкес келетін, 850 – 300 гПа деңгейлерінде  $\tau$  мәні 3.6 кесте мәліметтері көмегімен немесе келесі формуламен есептеледі:

$$\tau = -1,23 \frac{P}{T} \bar{w}, \quad (3.12)$$

мұндағы  $\tau$  – Р деңгейіндегі вертикальды жылдамдық, гПа/сағ.; Р – изобаралық беткейге сәйкес қысым, гПа; Т – изобаралық беткейдегі температура, К;  $\bar{w}$  - орташа вертикальды жылдамдық, см/с.

IV. Жер бетінен қызу немесе салқындау жүретін шекаралық қабатта Т және  $T_d$  таралуы ескеріледі (4-ші фактор). Есептеу жер бетінде  $T_{\max}$  және  $T_{\min}$  алдын-ала болжамы мен жер бетінде ауаның қатты қызуы мен салқындауы кезіндегі  $T_d$  мәніне негізделген. Шекаралық қабатта Т және  $T_d$  анықтаудың бірнеше әдістері бар.

Кесте 3.5

Негізгі жер беті барикалық құрылымдары үшін 850 – 300 гПа қабатында 12 сағатқа  $w$  орташа мәндері (см/с)

Барикалық құрылым түрлері	$w$ , см/с
Циклондар, жыралар, мезожыралар	+2-ден +3-ке дейін
Бірнеше орталықтармен және аз градиентті циклондар	+1-ден +2-ге дейін
Антициклондар	-2-ден -3-ке дейін
Антициклондар перифериясы, жоталар	-1-ден-2-ге дейін

а) Шекаралық қабатта Т таралуы бір күнге болжағанда жер бетіндегі  $T_{\max}$  нүктесін температураның құрғақadiaбата градиентінің ( $N_{\gamma_a}$ ) таралу биіктігіне сәйкес стратификация қисығындағы нүктемен қосатын түзу кесінді түрінде көрсетіледі (немесе керісінше).

Максимальды қызу кезіндегі атмосфераның шекаралық қабатындағы  $T_d$  нақтыланған таралуы жер бетіндегі күтілетін  $T_{d\max}$  нүктесін  $N_{\gamma_a}$  ( $T_{d\max} \approx$  жергілікті уақыттың 8 – 10 сағ.) сәйкес келетін  $T_d$  қисығындағы нүктемен қосатын түзу кесінді түрінде көрсетіледі.

б) Жер бетіндегі  $T_{\max}$  және  $T_{d\max}$  нүктелерін түзу кесінділермен ауаның максимальды күндізгі қызуының орташа деңгейіне сәйкес келетін (бұлтсыз ауа райында 850

гПа, бұлтты ауа райында 925 гПа деңгейіне сәйкес келеді) шық нүктесі мен стратификация қисығындағы нүктелермен косады.

Алынған  $T$  және  $T_d$  қисықтарын конвекция әсерісіз стратификация қисығы деп атайды және РСНҚ деп белгілейді. Атмосфераның күй қисығын тұрғызбай, бұл қисықтар су буына қанықпаған ауада  $\gamma \geq \gamma_a$  және қаныққан ауадағы  $\gamma \geq \gamma_b$  болатын атмосфера қабаттарын анықтауға мүмкіндік береді.

Атмосфераның тұрақсыз жағдайында және конвекцияның дамуы кезінде конденсацияның жасырын жылуының бөлінуі есебінен ауаның көтеріліп келе жатқан көлемінің ылғалдылығы мен температурасының адиабатты өзгеруі және тартылу эффектісі әсерінен будақ жауын бұлтында температураның адиабатты емес өзгеруі жүреді.

Бұл факторларды ескеру РСНҚ қисықтары бойынша  $\gamma \geq \gamma_a$  және  $\gamma \geq \gamma_b$  қабаттары болған жағдайда ғана жүргізіледі.

V. Конвекция кезіндегі ауаның көтеріліп келе жатқан көлемінде  $T$  және  $T_d$  өзгеруі РСО деп белгіленетін күй қисығымен сипатталады.

VI. Егер РСО қисықтарында 850, 700 және 500 гПа деңгейлерінің әр 2 немесе 3 беткейлерінде шық нүктесі 2 °С көп болса, онда көтеріліп келе жатқан ылғалды ауаға құрғақ қоршаған ауаны тартылудың адиабатты емес процесін ескеру керек және күйдің адиабатты емес қисығын тұрғызу керек. Құрғақ ауаның тартылуы будақ-жауын бұлтында температура мен ылғал мөлшерінің төмендеуіне алып келеді.

Тарту есебінен көтеріліп келе жатқан бұлттағы температураның төмендеуіне түзету 700 және 500 гПа деңгейлері үшін Славин ұсынған формула бойынша анықталады:

$$\delta T_{500} = -M_{500}(T' - T)_{500} \left( \frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right)_{700},$$

$$M_{500} = 0,6 - 0,02(T' - T)_{500},$$

$$\delta T_{700} = -2,5M_{700} \left( \frac{q' - q}{1 + 0,2q'} \right) \Delta P, \quad (3.13)$$

$$M_{700} = 0,003 + 0,001(T' - T)_{700},$$

мұндағы,  $M$  – тартылу коэффициенті;  $q$  – қоршаған ауаның су буының массалық үлесі, ылғалдылық стратификация қисығы бойынша анықталады (РСНК);

Кесте 3.6

см/с, гПа/сағ. және гПа/12 сағатпен берілген вертикальды жылдамдықтар арасындағы қатынас

Деңгей, гПа	T, К	$\bar{\omega}$ , см/с	$\tau$ , гПа/сағ.	$\tau$ , гПа/12 сағ.
Жылы кезең				
1000	293	1	-4,2	-50
850	283	1	-3,7	-44
700	273	1	-3,1	-37
500	253	1	-2,5	-30
300	233	1	-1,6	-19
200	220	1	-1,1	-13
100	210	1	-0,6	-7
Суық кезең				
1000	273	1	-4,5	-54
850	263	1	-3,9	-47
700	253	1	-3,4	-41
500	248	1	-2,5	-30
300	228	1	-1,6	-19
200	213	1	-1,1	-13
100	203	1	-0,6	-7

$q'$  – бұлттағы су буының массалық үлесі, күй қисығы бойынша анықталады (PCO). ( $q'$  –  $q$ ) шамасы 850 – 700 гПа қабатының ортасына жатады; ( $T' - T$ ) шамасы – 700 және 500 гПа деңгейлерінде күй қисығы мен стратификация қисығының арасындағы температура айырмашылығы.

Егер конденсация деңгейі 850 гПа деңгейінен төмен орналасса,  $\Delta P = 150$  гПа, егер жоғары орналасса, онда  $\Delta P = P_k - 700$ , мұндағы  $P_k$  – конденсация деңгейіндегі қысым. Бұл формуланың көмегімен  $\delta T_{500}$  және  $\delta T_{700}$  түзетулері есептелген және  $q'$ ,  $q$ ,  $T'$  және  $T$  мәндерін біле отырып, оларды табуға мүмкіндік беретін кестелер құрастырылған.



Бұл мәндерді алып, осы деңгейлерде күй қисығын  $\delta T_{700}$  және  $\delta T_{500}$  сәйкес мөлшерге солға жылжытамыз. Конденсация деңгейі мен алынған  $T'_{700}$  және  $T'_{500}$  нүктелерін түзу сызықтармен қосу арқылы күйдің адиабатты емес қисығын аламыз. 500 гПа деңгейінен жоғары қисық ылғал адиабата бойымен жүргізіледі. Бұл әдіспен тұрғызылған күйдің адиабатты емес қисығы тек конденсация деңгейінен жоғары қарай адиабатты қисықтан ерекшеленеді.

Көптеген зерттеулер бойынша температура мен ылғалдылықтың болжамды стратификация қисықтарын жоғарыда сипатталған әдіспен тұрғызу ауа бөлшектерінің есептелген траекториялары мен ауаның вертикальды қозғалыстары атмосфера циркуляциясы жағдайларын сипаттай алғанда қанағаттанарлық нәтижелер беретіндігін дәлелдеді.

*Тапсырма мазмұны:*

Оқытушы белгілеген пункт үшін 00 сағ. мәліметтері бойынша 24 сағатқа жер бетінен 500 гПа деңгейіне дейінгі қабатта  $T$  және  $T_d$  болжамды қисықтарын тұрғызу. (Алматы, алдыңғы лабораториялық жұмыс мәліметтері бойынша).

*Бастапқы мәліметтер:* 1) 00 сағ. берілген және келесі тәуліктің жер және биіктік карталары, келесі тәуліктің карталарын шартты түрде болжамды деп санау керек; 2) реттелген вертикальды қозғалыстар мәні  $\tau$  (гПа/12 сағ.).

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*

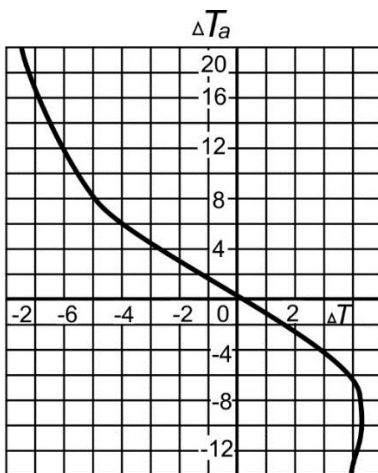
1) Жер бетіндегі  $T$  және  $T_d$  болжамды мәндері ретінде 5 - тапсырмада алынған мәндерді қолдануға болады.

2) Ауа бөлшектерінің күтілетін жылжу траекторияларын 850, 700 және 500 гПа деңгейлерінде 24 сағатқа тұрғызу керек. 17 мамыр 00 сағ. берілген картадан  $T_a$  және  $(T_d)_a$  мәндерін (траекторияның бастапқы нүктелерінде) және  $T_c$  (болжау пунктінде – Алматы) алу керек.

3) Трансформациялық өзгерулерді график бойынша (3.7 сурет) анықтайды. Ордината осінен  $\Delta T_a = \frac{1}{2}(T_a - T_c)$  алу керек.

4)  $T$  және  $T_d$  күтілетін мәндерін 850, 700, 500 гПа деңгейлерінде  $\tau$  ескермей анықтау, оларды АД бланкіне енгізу және  $\tau$ -ға графикалық түзетулер енгізу.  $\tau$  болмаған жағдайда

3.5 және 3.6 кестелерді қолданып, (3.12) формуламен есептеу керек.



**3.7 сурет.** Жылдың суық мезгілінде 925, 850, 700 және 500 гПа изобаралық беткейлеріндегі  $\Delta T_a = T_6 - T_c$  температураның адвективті өзгеру мәліметтері бойынша  $\Delta T_{тр}$ ,  $\tau$  температура өзгерулерін анықтау графигі

5)  $T$  және  $T_d$  алынған мәліметтерін жер бетіндегі олардың болжамды мәндерімен кезекпен қосу арқылы  $T$  және  $T_d$  болжамды қисықтарын тұрғызу керек.

*Есептік мәліметтер:* 1) толтырылған 3.7 кесте;

2) Орындалған тұрғызулармен аэрологиялық диаграмма бланкі.

Кесте 3.7

**$T$  және  $T_d$  болжамды стратификация қисықтарын тұрғызу үшін  $T$  және  $T_d$  мәндерін есептеу**

Пункт	p, гПа	$T_a$	$(T_d)_a$	$T_k$	$\Delta T_a$	$\frac{1}{2} \Delta T_a$	$\Delta T_{тр}$	$\tau$ ескермей		$\tau$ , гПа/12 с/г
								T	$T_d$	
Алматы	1014					-				-
	850									+40
	700									-40
	500									-30

#### 4. Ақ және сіркіреуік жауындарды болжау

Жауын-шашындардың болжамы бұлттылықтың болжамымен тығыз байланысты. Жауын-шашындар болжамының ақталушылығы жоғары болу үшін бұлттылықтың ішіндегі және оның сыртындағы физикалық процесстерді түсіну керек.

Қатпарлы тәрізді бұлттылықтың құрылуында негізгі рөлді конденсация (сублимация) және коагуляция (бірігу) процесстері атқарады. Ұзақ уақыт бойы жылы ылғалды ауаның реттелген көтерілуі көтеріліп келе жатқан ауаның салқындауын және бұлт тамшылары беткейіне артық су буының конденсациясын қамтамасыз етеді.

Бұлттарда салқындаған тамшылармен қатар, мұз кристаллдары пайда болғанда бұлт бөлшектері тез өсе бастайды. Осы жағдайларда су буының максимальды серпімділігі су үстінде мұзға қарағанда үлкен болғандықтан, су буының және салқындаған тамшылардың мұз кристаллдарына айналуы жүреді. Су тамшылары мен мұз кристаллдарының өсуінің қарқындылығы олардың өлшемімен, сонымен қатар сулылығымен, ауа қозғалыстарының вертикальды жылдамдықтарымен, ауа температурасымен, бұлттағы су буы көлемі бірлігіндегі конденсация ядролары санымен анықталады. Бұлт бөлшегі жоғары көтеріліп, ауырлық күші әсерінен төмен түскенге дейін конденсация және сублимация әсерінен өседі. Бұлттың біраз қалыңдығын өтіп, бөлшек төмендеу кезінде коагуляция әсерінен жауын-шашын өлшеміне дейін өседі. Бұлттың төменгі қабатынан жерге дейінгі арақашықтықты өтіп, төмен түскен жауын-шашын бөлшектерінің өлшемі ауаның бұлт асты қабаты жағдайына байланысты өзгереді.

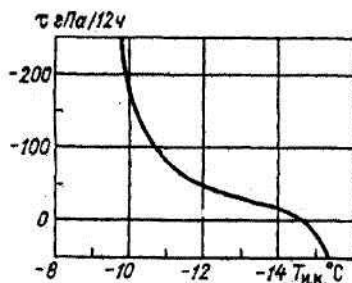
Осылай, жер бетінде жауын-шашындардың түсу нәтижесі бұлттың вертикальды алымдылығына, фазалық күйіне және оның төменгі шекарасы биіктігінің жағдайына байланысты болады.

Алайда барлық бұлттардан жауын-шашын түспейді. Көбінесе қоңыржай ендіктерде жыл бойы жауын-

шашындардың қатпарлы-жауын (Ns) және будақ-жауын (Cb) бұлттарынан жаууы бақыланады. Бұл бұлттарда гидрометеорлардың Жер беткейіне түскенге дейін толық буланып кетуіне алып келетін жағдайлар болмағанда, көбінесе су тамшылары мен мұз кристаллдарының түсу жылдамдықтары жоғары бағытталған ауа қозғалыстары жылдамдығынан асуына қолайлы жағдайлар туындайды.

Қоңыржай ендіктерде су тамшылары мен мұз кристаллдарынан тұратын бұлттар жауын-шашын аз береді. Жауын-шашын негізінен судың сұйық және қатты фазаларынан тұратын аралас бұлттардан жауады. Мұз кристаллдары түріндегі конденсация ядроларына қатысты аралас бұлттардағы қаныққан су буының қысымы үлкен, сондықтан су буының үлкен қанығуы бақыланады, және мұз кристаллдары сублимация әсерінен өседі. Су тамшылары бірдей мөлшерге жету үшін, мұз кристаллдарына қарағанда, үлкен жол өту керек. Жауын-шашын беретін бұлттардың минимальды мүмкін болатын вертикальды алымдылығы бұлттың жоғарғы шекарасында температура  $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$  болғанда 400 м тең. Бұлттардың жоғарғы шекарасында температура жоғары болғанда ( $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$  және жоғары) жауын-шашындардың түсуін қамтамасыз ететін бұлттардың минимальды мүмкін болатын вертикальды алымдылығы 400 м жоғары болуы керек. Бұлттың тамшы жағдайынан жауын-шашын түсетін аралас жағдайға ауысуы болатын кездегі ауа температурасы *қарқынды кристалдану температурасы* деп аталады.

Қарқынды кристалдану температурасы ( $T_{\text{КК}}$ ) бұлттағы жел жылдамдығы векторының вертикальды құраушысы шамасына байланысты болады және 4.1 суреттегі график бойынша анықталады. Вертикальды жылдамдық үлкен болған сайын, кристалдану температурасы жоғары болады және басқа тең жағдайларда сұйық фазадан араласқа ауысу ықтималдығы артады.



4.1 сурет. Қарқынды кристалдану температурасын анықтауға арналған график

Су тамшыларынан тұратын және вертикальды алымдылығы үлкен бұлттар қоңыржай ендіктерде салыстырмалы түрде аз. Төменгі (тропикалық) ендіктерде сулы бұлттардың алымдылығы көбінесе 5-8 км құрайды, сондықтан жаңбырдың түсуіне қолайлы жағдайлар туады. St, Sc, As кристалды немесе сулы бұлттарынан жауын-шашын сіркіреуік, әлсіз жаңбыр немесе әлсіз қар ретінде түседі, себебі ауаның вертикальды қозғалысы, сонымен қатар су тамшылары немесе мұз кристаллдары оларда аз болады.

Қоңыржай ендіктерде тек мұз кристаллдарынан тұратын бұлттар жауын-шашының түсуіне, сулы бұлттарға қарағанда, қолайлы жағдайлар жасайды, себебі кристалды бұлттарда мұзды бөлшектердің тез сублимациялық өсуі бақыланады. Қысқы уақыттарда бұлттардың вертикальды алымдылығы 0,5 км болғанда, Жер бетіне жететін ірі қар бұршіктерінің құрылуына жағдай жасалады. Жазда мұндай жауын-шашындар булану әсерінен Жер бетіне жетпейді. Егер аралас бұлттардың вертикальды алымдылығы 400 м және одан жоғары болса, бұлттардың төменгі шекарасы биіктігі 1300 м аспаған жағдайда олардан түсетін жауын-шашын Жер бетіне жетеді. Аралас бұлттардың вертикальды алымдылығы 800 м және одан жоғары болса, бұлттардың төменгі шекарасы биіктігі 2200 м болғанда да, атмосфераның төменгі қабаттарында шық нүктесі тапшылығы мәніне байланыссыз жауын-шашын Жер бетіне жетеді.

Ақ жауындар үлкен территорияда және атмосфераның үлкен қабатында бақыланатын, реттелген жоғары бағытталған ауа қозғалыстарымен негізделген. Олар көбінесе Ns – As бұлт жүйелерінен түседі. Ақ жауындар аумағының құрылуы циклон орталықтары маңында және барикалық жыраларға ең тән болады. Олар жылы фронттар облысы, аз жылжымалы суық фронттар мен жылы фронт түрі бойынша окклюзия фронттарына тән. Реттелген жоғары бағытталған вертикальды қозғалыстардың қалыпты таралуына сәйкес ақ жауындар аумағы, әдеттегідей, жақсы бедерленген циклондық циркуляция облысында, әсіресе циклонның орталық бөлігіне жақын орналасқан фронт бөлігінде ені үлкен болады. Көп жағдайларда ақ жауындар аумағы жылы ауа адвекциясы облысымен байланысты және сондықтан Жер бетіндегі қысымның үлкен төмендеуі аймақтарымен байланысты. Ылғалды жылы ауа адвекциясында теріс таңбалы барикалық тенденциялардың пайда болуы ақ жауындардың түсуінің сенімді белгісі болып табылады.

Ақ жауындарды болжаудың ақталушылығы жоғары болу үшін циклондар мен атмосфералық фронттардың жылжуы мен эволюциясы нақты болжануы керек. Циклондардың тереңдеуі мен фронттардың күшеюі ақ жауындар аймағының кеңеюімен бірге жүреді. Егер жауын аумағы алдымен стационарлы фронтпен байланысты болса, онда сол фронтта толқынды ауытқудың дамуы жылы фронт алдында жауын-шашын аумағының кеңеюіне және олардың қарқындылығының өсуіне алып келеді. Ауа массаларының ылғалдылығы мен реттелген вертикальды қозғалыстар шамасы неғұрлым үлкен болған сайын, соғұрлым жауын-шашын қарқындылығы үлкен болады. Фронт өту кезінде нақты пунктте жауын-шашынның мөлшеріне келсек, онда ол тек жауын-шашынның қарқындылығына ғана емес, фронт қозғалысы жылдамдығына да байланысты болады. Пункттен фронт неғұрлым жәй өткен сайын, жауын-шашын жиынтығы көп болады. Ақ жауындар таудың және биік емес қыраттардың желді жағында, сонымен қатар бұлт қабатының жоғарғы шекарасының салқындауы мен мұз фазасының

құрылуымен байланысты жылы мезгілде түнгі уақыттарда күшееді.

Ақ жауындардың үлкен аумағы кейде, әсіресе жылдың суық мезгілінде тек жылы фронт алдында және окклюзия фронты облысында ғана емес, суық фронт алдында жылы секторде де пайда болады. Мұндай ерекшелік РЕТ – на батыстан жылжып келе жатқан суық фронттарға тән. Суық фронт алдында жылы және ылғалды ауа оңтүстіктен солтүстікке жылжиды және жоғары көтеріледі. Бұлттардың жоғарғы шекарасы жауын-шашынның жаууына алып келетін, кристаллдардың пайда болу деңгейіне жетеді.

Жылдың суық мезгілінде фронттармен, төменгі қысымның барикалық жер беті алқабымен (олар антициклондар аймағында да түседі) байланыспаған, үлкен ауданды қамтитын шамалы жауын-шашындар жиі байқалады. Аэрологиялық сараптама көрсеткендей, бұл жағдайларда жауын-шашындар инверсия асты St және Sc бұлттарынан, оларда ортаңғы және жоғарғы қабат бұлттары болмаған жағдайда да жауады. St және Sc бұлттарының жоғарғы бөлігі немесе барлық бұлт қабаты – 10 °С температурасынан төмен аймағында орналасады.

Сіркіреуік жауындар оң таңбалы температураларда St, Sc тығыз қатпарлы бұлттарынан түседі. Мұндай жағдайлар жылы тұрақты ауа массаларында бақыланады. Сіркіреуік жауындардың пайда болуын қамтамасыз ететін бұлттардың ерекшелігі оларда мұз кристаллдарының болмауы табылады, бұл бұлттарда коллоидальды тұрақтылықтың бұзылуы тамшылардың әртүрлі өлшемдеріне байланысты болады, ірі тамшылар кішірек тамшыларының коагуляция жолымен құрылады. Сіркіреуік жауындар жиі циклондардың жылы секторінде, ескі сейілген фронттар аймағында жауады, ал кейде жақсы бедерленген жылы фронт пен жылы окклюзия фронтында жауады. Сіркіреуік жауындардың кең алқаптары теңізді сипатты ауа массаларында құрылған антициклондардың орталық және артқы бөліктерінде және жылы ылғалды ауаның белсенді адвекциясы аймағында құрылады. Кейде сіркіреуік жауындар тұман тамшыларының

іріленуі нәтижесінде құрылады. Сіркіреуік жауындар бұлттылықтың даму биіктігі  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  изотерма деңгейінен аспаған жағдайда жаууы мүмкін.

РЕТ, жазықты Қазақстан мен Батыс Сібірде сіркіреуік жауындар жылдың ауыспалы кезеңдерінде және қыста жылы теңіздік қоңыржай немесе тропикалық ауа енуі кезінде түседі. Жылдың жылы мезгілінде сіркіреуік жауындар сирек жауады.

Қазақстанның тау алды аудандарында сіркіреуік жауын таудың желді жағында мәжбүрлі көтерілу, ал  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  изотермасы жоғары орналасқанда, арктикалық ауаның жәй енуі кезінде бақыланады.

Сіркіреуік жауын жер бетіндегі температура  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  жақын болғанда бақыланады. Теріс таңбалы температураларда салқындатылған сіркіреуік пен қар жармалары жаууы мүмкін.

Ауа райы болжамдары мен штормды ескертулерде жауын-шашын мөлшері, олардың фазалық күйі, тәулік уақытына қатысты жауын-шашынның басталу мен аяқталу уақыты, жауын-шашындардың ұзақтығы беріледі.

Жауын-шашынның фазалық күйі «жаңбыр», «қар» және «жауын-шашын» терминдерінде беріледі. «Жауын-шашын» термині күтілетін ауа температурасы плюс  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ –ден минус  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ –ге дейін болғанда қолданылады. Сонымен қатар оның орнына нақты түсініктерді қолдану ұсынылады: қарға ауысатын жаңбыр, жаңбырға ауысатын қар, жаңбырмен қар, қармен жаңбыр.

Жауын-шашындардың ұзақтығы сипаттамасы үшін болжамдарда келесі терминдер қолданылады:

- 3 сағат және одан аз ұзақтығымен қысқамерзімді жауын-шашын;
- 6 сағат және одан көп уақыт бойы үздіксіз жаууымен ұзақ жауын-шашындар;
- егер олардың жауу ұзақтығы 3 сағат және одан аз, 2 рет және одан көп үзілістермен жауатын болса, әлсін-әлсін жауын-шашын.

Жалпы болжамдарда жауын-шашын мөлшері берілмейді. Осы сипаттамаға байланысты терминдер



қолданылады (4.1 кесте). Бұл кезде негізгі терминдермен қатар, олардың синонимдері қолданылады.

Кесте 4.1

**Жауын-шашындар терминдері және оларға сәйкес сандық сипаттамалар**

	Термин	Жауын-шашын мөлшері, мм/12 сағ.	
		сұйық	қатты
1	Жауын-шашынсыз, құрғақ ауа райы	0 – 0,3	0 – 0,2
2	Әлсіз (аз жауын-шашын), сіркіреуік жауын-шашын	0,0 – 0,9	0,0 – 0,5
3	Жауын-шашын (жаңбыр, қар)	1 – 14	0,6 – 6
4	Селқауіпті аудандарда күшті жауын-шашын	15 – 49 15 – 29	7 – 19
5	Селқауіпті аудандарда өте күшті жауын-шашын	$\geq 50$ $\geq 30$	$\geq 20$

Егер болжамда «ашық», «бұлтсыз», «азбұлтты» немесе «ашық ауа райы» деп көрсетілсе, онда «жауын-шашынсыз» терминін қолданбаса болады.

### 4.1 Жауын-шашындардың фазалық күйін болжау

Ауыспалы мерзімдерде, сонымен қатар қысқы жылымық кезінде жауын-шашындар жаңбыр түрінде де, қар түрінде де жаууы мүмкін. Жауын-шашындардың фазалық күйі (жаңбыр немесе қар) 0 °С изотермикалық беткейі биіктігінен және Жер бетіндегі ауа температурасына байланысты болады.

Аэрологиялық және синоптикалық мәліметтер сараптамасы көрсеткендей, егер жер бетіндегі ауа температурасы 3 °С жоғары болғанда, 500 м деңгейінде 0 °С жоғары болса, онда жауын-шашындар жаңбыр түрінде жауады. Егер жер бетіндегі ауа температурасы 3 °С төмен болғанда, ал 500 м деңгейінде 0 °С төмен болса, жауын-шашындар қар түрінде жауады.

Алайда, синоптиктің күнделікті жұмысында кейде 0 °С изотермикалық беткейінің орналасуын 100 – 200 м дәлдікпен

беру қиындық тудырады. Сондықтан жауын-шашынның фазалық күйін болжау үшін (жаңбыр, қар немесе жаңбырмен қар) Г.П. Попова ұсынған Жер бетіндегі ауа температурасы мен  $H_{1000}^{850}$  салыстырмалы геопотенциал арасындағы корреляциялық байланыстарын (4.2 сурет) қолдануға болады.



4.2 сурет. Жер бетіндегі ауа температурасы  $T_0$  мен  $H_{1000}^{850}$  салыстырмалы геопотенциалына бағынышты жауын-шашындардың фазалық күйі

Алынған мәліметтер сараптамасы көрсеткендей, әр түрлі фазалы (қар, жаңбырмен қар, жаңбыр) жауын-шашындар байқалған кездегі  $H_{1000}^{850}$  барлық мәндері 128–ден 132 гп. дам. интервалында ауытқыған.  $H_{1000}^{850} < 128$  гп. дам мәндерінде тек қатты жауын-шашындар (қар),  $H_{1000}^{850} > 132$  гп. дам тек сұйық жауын-шашындар (жаңбыр) жауады.

Бұл график Қазақстанның оңтүстігі мен оңтүстік-шығысы үшін (Алматы, Тараз, Шымкент, Талдықорған) толықтырылған.  $H_{1000}^{850} < 130$  гп. дам және  $T_{\text{жер}} \leq -0,5$  °C болғанда қар жауады,  $H_{1000}^{850} = 130 - 132$  гп. дам және  $3,0 > T_{\text{жер}} > -0,4$  болғанда аралас жауын-шашын, ал  $H_{1000}^{850} > 132$  гп. дам және  $T_{\text{жер}} > 3$  °C болғанда тек жаңбыр жауады.

## 4.2 АД көмегімен ақ жауындардың мөлшерін есептеу

А.Ф. Дюбюк формуласы бойынша, горизонталь және вертикаль бойынша жылжитын, қаныққан ауадағы су буының массалық үлесінің жекелей өзгеруін есептеуге негізделген әдіс болжау тәжірибесінде кең қолданылады:

$$Q = \frac{1}{g} \iint_{P_0}^{P_t} \frac{dq_{max}}{dt} dp dt, \quad (4.1)$$

мұндағы  $Q - p_0$  және  $p$  изобарикалық беткейлер аралығында орналасқан бірлік аудандағы ауа бағанында  $dt$  уақыты ішінде конденсацияланған су мөлшері (мм);  $q_{max}$  – қанығу жағдайындағы су буының массалық үлесі (%).

Қаныққан ауадағы су буының массалық үлесінің жекелей өзгеруі  $\left(\frac{dq_{max}}{dt}\right)$  ауа бөлшектерінің, олардың термодинамикалық сипаттамаларымен – температура мен шық нүктесі, вертикальды және горизонтальды жылжуымен анықталады.

Барлық конденсацияланған ылғал жауын-шашын түрінде жауады деп алсақ, (4.1) формуладан  $dt$  уақыт кезеңі үшін ақ жауындардың мөлшерін миллиметрмен есептеуге арналған формуланы аламыз:

$$Q_{обл} = 1,5 \Delta q_{850} + 1,8 \Delta q_{700} + \Delta q_{500}, \quad (4.2)$$

мұндағы,  $Q_{обл}$  – бір уақыт аралығындағы болжанатын ақ жауындар мөлшері;  $\Delta q_{850}$ ,  $\Delta q_{700}$  және  $\Delta q_{500}$  – сол уақыт аралығындағы сәйкес изобарикалық беткейлерден көтерілгенде қаныққан су буының массалық үлесінің жекелей өзгеруі.

(4.2) формулада бұлттардың құрылуына кететін ылғал, олардың булануы, жаңбырдың жеке тамшыларының немесе қардың түсу кезінде булануы және т.б. ескерілмейді.

Ауа бөлшектерінің болжамды траекторияларын тұрғызу мен  $\tau$  реттелген вертикальды қозғалыстарды есептеудің белгілі әдістерін қолдану (4.2) формулада әр сәйкес келетін үш

изобарикалық беткей үшін  $\Delta q_{850}$ ,  $\Delta q_{700}$  және  $\Delta q_{500}$  мәндерін анықтауға мүмкіндік береді.

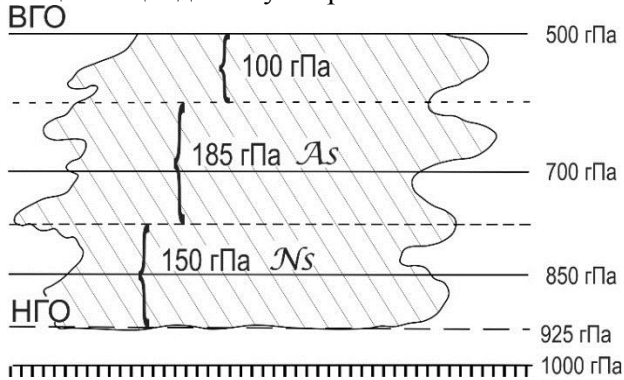
Су буымен қанықпаған ауада жоғары бағытталған вертикальды қозғалыстар жағдайлары үшін аэрологиялық диаграммада әр изобарикалық беткейде  $p$  (850, 700 және 500 гПа) адвекция мен трансформацияны ескеріп алынған,  $T$  және  $T_d$  болжамды мәндеріне сәйкес екі нүкте белгіленеді. Ары қарай  $T$  болжамына сәйкес нүктеден жоғары қарай  $T_d$  болжамына сәйкес нүктеден жүргізілген изограммен қиылысқанға дейін құрғақ адиабата бойымен кескін жүргізіледі. Егер қиылысу нүктесі (конденсация деңгейі)  $(p + \tau)$  изобарикалық беткейден жоғары болса немесе  $(p + \tau)$  беткейінде орналасса, онда сәйкес  $\Delta q_p$  нөлге тең деп алынады. Егер конденсация деңгейі  $(p + \tau)$  беткейінен төмен болса, онда конденсация деңгейі нүктесінен ылғал адиабата бойынша  $(p + \tau)$  беткейімен қиылысқанға дейін жоғары қарай кескін жүргізіледі. Изограммалар бойынша қаныққан ауадағы су буының массалық үлесінің мәні екі нүктеде алынады: қазір көрсетілген қиылысу нүктесінде ( $q_2$ ) және конденсация деңгейінде ( $q_1$ ).  $(q_1 - q_2)$  айырмашылығы қарастырылып жатқан негізгі  $P$  изобарикалық беткейінен жоғары көтерілгенде конденсацияланған  $\Delta q_p$  ылғал мөлшері болып табылады. Табылған  $\Delta q_p$  мәнін (4.2) формулаға қойып,  $Q_{\text{обл}}$  ақ жауындарының мөлшері анықталады.

Жоғары бағытталған вертикальды қозғалыстар жағдайында су буымен қаныққан ауада  $(q_1 - q_2)$  мәнін анықтау үшін әр изобарикалық беткейден, әсіресе  $T_d = T$  мәндеріне сәйкес нүктелерден, ылғал адиабатаға параллельді әр беткейге сәйкес  $\tau_p$  мәніне тең сызық жүргізеді, бұл кескіндердің бастапқы және соңғы нүктелерінде диаграмма бойынша изограммаларға сәйкес  $q_1$  және  $q_2$  мәндерін, соған сәйкес  $Q_{\text{обл}}$  мәнін анықтайды.

(4.2) формуладағы 1,5; 1,8; 1,0 коэффициенттері бұлт қабаттарының барикалық қалыңдығына пропорциональды болады.  $A_s - N_s$  бұлт жүйесі қабатының вертикальды алымдығы 5,5 км құрайды. Бұлттардың төменгі шекарасы жер беткейінен 75 гПа алшақ және 925 гПа деңгейінде орналасады

деп шартты түрде саналады. Барлық бұлт қабатын төменгі шекарадан (4.2) формуладағы 1,5; 1,8; 1,0 коэффициенттеріне сәйкес келетін 150, 175 және 100 гПа алымдығымен барикалық қалыңдықтарға бөледі (4.3 сурет).

Ақ жауындардың мөлшерін есептеу үшін әр бұлт қабатындағы конденсацияланған ылғал мөлшерін анықтап, алынған мәліметтерді қосу керек. (4.2) формула 500 гПа беткейден жоғары орналасқан, ауадағы су буының конденсациясын ескермейді. 500 гПа деңгейінде үлкен вертикальды жылдамдықтарда ( $\tau \leq -100$  гПа/12 сағ.) конденсация маңызды болуы мүмкін.



**4.3 сурет.** (Q) жауын-шашын мөлшерін есептегенде коэффициенттер мәндерін анықтайтын төменгі шекарадан жоғары шекараға дейінгі бұлт қабаттарының барикалық қалыңдықтары

Бұл жағдайда жауын-шашынды есептеу үшін келесі формуланы қолдануға болады:

$$Q'_{обл} = Q_{обл}(1 - 0,002 \tau_{500}), \quad (4.3)$$

мұндағы,  $Q'_{обл}$  - 500 гПа деңгейінен жоғары изобарикалық беткейлерден конденсацияны ескергендегі ақ жауындар мөлшері (мм);  $Q_{обл}$  - (4.2) формула бойынша есептелген жауын-шашын мөлшері.

$\Delta q_{500}$  анықтауға қажетті мәліметтер болмаған жағдайда жауын-шашынды болжау үшін атмосфераның төменгі екі

беткейлері үшін ғана (850 и 700 гПа) есептеулер жүргізуге болады:

$$Q_{\text{обл}} = 1,5 \Delta q_{850} + 3,0 \Delta q_{700}, \quad (4.4)$$

Егер жауын-шашын 1,5 км биіктікті бұлттылықтан жауатын болса немесе  $\Delta q_{700}$  және  $\Delta q_{500}$  анықтау үшін қажетті мәліметтер болмаған жағдайда, есептеу үшін келесі формуланы қолдануға болады:

$$Q_{\text{обл}} = 3,75 \Delta q_{850}, \quad (4.5)$$

Егер барлық үш беткейде де (850, 700, 500 гПа) төмен бағытталған қозғалыстар күтілсе, бұл жағдайларда ақ жауындардың мөлшері есептелмейді.

Жылдың суық мезгілінде ақ жауындардың пайда болу мүмкіндігі шекаралық қабатта су буының конденсациясы, ылғалды ауаның трансформациялық салқындауы есебінен екендігін ескеру керек. Мұндай конденсация жоғары бағытталған және аз төмен бағытталған реттелген вертикальды қозғалыстарда болуы мүмкін. Атмосфераның шекаралық қабатындағы төменгі бұлттарынан түсетін жауын-шашын мөлшері көп емес, көбінесе 12 сағатта 2 мм-ден аспайды, бірақ жылдың суық мезгілінде мұндай жауын-шашындар қоңыржай және жоғарғы ендіктерде жиі байқалады.

*Тапсырма мазмұны:* 1-қосымшада берілген мәліметтер көмегімен, Алматы үшін жауын-шашынның болжамдық мөлшерін (мм/12 сағ.) есептеу.

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*

1) Келесі тәуліктегі Жер картасы мен барикалық топография карталарын болжамды деп санау керек;

2) 850, 700 және 500 гПа деңгейлерінде бөлшектердің траекторияларын тұрғызу;

3)  $AT_{850}$ ,  $AT_{700}$  және  $AT_{500}$  карталары көмегімен температураның адвективті және трансформациялық өзгерулерін және шық нүктесінің адвективті өзгеруін есептеу.

$T'$  температура және  $T_d'$  шық нүктесі болжамдық мәндерін табу (вертикальды қозғалыстарды ескермей);

4) Аэрологиялық диаграммада  $T'$  температура және  $T_d'$  шық нүктесі болжамдық стратификация қисықтарын (12 сағатқа) тұрғызу;

5)  $\tau$  вертикальды қозғалыстарынан болатын  $T'$  және  $T_d'$  мәндеріне түзетулерді графикалық жолмен енгізу (4.2 кесте):

Кесте 4.2

$\tau$  болжамдық мәндері гПа/12 сағ.

$\tau$	Даталар					
	15.01.12ж.	16.01.12ж.	18.01.12ж.	17.01.11ж.	08.11.11ж.	19.11.11ж.
850	-70	-50	-80	-60	-50	-70
700	-60	-70	-30	-40	-30	-40
500	-40	-30	-50	-90	-100	-110

6)  $\Delta q_{850}$ ,  $\Delta q_{700}$  и  $\Delta q_{500}$  артылысын анықтау. (4.2) немесе (4.4) формула бойынша 12 сағаттық кезеңге және тәулікке ақ жауындардың мөлшерін есептеу.

*Есептік мәліметтер:*

1) Жауын-шашын аймағының эволюциясы мен жылжуын сапалы болжау;

2) Ақ жауындардың мөлшерін есептеу нәтижелері.

## 5. Конвекциямен байланысты құбылыстарды болжау

Конвективті құбылыстарды болжау қиын көп факторлы міндет болып табылады, себебі конвективті бұлттылық әр түрлі кеңістіктік-уақыттық масштабтағы процесстердің қиын әрекеттесу өнімі болып табылады және қысқамерзімді өмір сүрумен ерекшеленеді.

Конвективті құбылыстар ішкімассалық және фронтальды болып бөлінеді. Фронтальды – суық фронттар мен суық окклюзия фронттарының өтуімен байланысты, кейде жылы фронттар аймағында да байқалады.

Найзағайдың дамуына реттелген вертикальды қозғалыстар көп болатын, циклонның орталығы мен толқынды ауытқудың шыңына жақын, суық фронтта ең қолайлы жағдайлар бар. Жер бетінде фронт аймағында температуралар айырмашылығы 500 км-ге көбінесе 6-10 °С құрайды. Көптеген найзағайлар 5-7 °С/12 сағ. жететін, биіктіктердегі суықтың адвекциясында, биіктік барикалық ( $AT_{500}$  және  $AT_{300}$  карталарында) және термикалық ( $OT_{1000}^{500}$  карталарында) жыралардың алдыңғы бөлігінде, сонымен қатар 300 гПа деңгейінде дивергенция облысындағы тропопауза жырасында байқалады. Жылы фронттар мен жылы окклюзия фронттарында будақ-жауын (Св) бұлттары көбінесе As – Ns және Fnb бұлттарымен жасырынады. Алайда найзағайдың болуы мен жауын-шашындардың үлкен қарқындылығы олардың үстінде Св бұлттарының бар екендігін көрсетеді. Жылы фронттар аймағында ылғал тұрақсыздық 850 гПа деңгейінде шық нүкте тапшылығы, 700 – 500 гПа деңгейлеріне карағанда, екі есе үлкен болғанда пайда болады. Бұл кезде реттелген вертикальды қозғалыстар үлкен болу керек ( $\tau > 100$  гПа/12 сағ.). Циклон орталығынан алыс орналасқан фронт бөліктерінде көбінесе түнгі найзағайлар бақыланады.

Конвективті қозғалыстар көбінесе окклюзия нүктесінде немесе толқынды ауытқу аймағында дамиды. Оның пайда болуына көп мән беру керек, себебі осында найзағай, бұршақ, нөсер пайда болады. Олардың пайда болуына үлкен реттелген қозғалыстардан басқа, температуралардың үлкен



айырмашылықтары мен жылы ауаның үлкен ылғалдылығы болысады. Биіктікте 80 – 100 км/сағ. және одан жоғары жылдамдықпен жылғалы ағыстар міндетті түрде байқалады. Окклюзия нүктесі немесе толқын жылғалы ағыстар астында тез жылжиды және жеке орталыққа айналмайды.

Көптеген ішкімассалық конвективті құбылыстар термикалық конвекцияның максималды даму кезеңінде байқалады. Олар тропосферада ылғал мен жылу жотасының болуы кезінде азжылжымалы, кең антициклондардың оңтүстік, оңтүстік-батыс және батыс перифериясында, сонымен қатар жылы және ылғалды ауа массаларының үлкен тұрақсыздығы кезінде циклонның артқы бөлігінде және төмен қысымның азградиентті, ыдыраған аймақтарында бақыланады. Жер бетіндегі күндізгі ауа температурасы 26 °С және жоғары, ал шық нүктесі 12°С және жоғары болады. Сонымен бірге биіктіктерде (500, 300 гПа) циклондар мен жырлар әлі де сақталады, ал  $OT_{1000}^{500}$  картасында олардың үстінде суықтың тұйықталған ошағы немесе жырасы байқалады.

Ішкімассалық конвективті құбылыстардың дамуы үшін қолайлы жағдайлар толып келе жатқан депрессияларда болады. Будақ-жауын бұлттарының пайда болуы үшін қажетті жағдай болып ауаның үлкен ылғалдылығы табылады. 850 – 500 гПа қабатында шық нүкте тапшылығы 5-7 °С аз болуы керек, ал Жер бетінде шық нүкте 10 – 16 °С тең. Будақ-жауын бұлттының пайда болуы және оның ары қарай дамуы келесілерге байланысты болады:

- 1) қоры стратификация қисығы мен күй қисығы аралығындағы ауданымен анықталатын, тұрақсыздық энергия шамасы;
- 2) конвективті-тұрақсыз қабат қалыңдығы – барлық бөлшектері конвекцияға қатысатын қабат;
- 3) конденсация және конвекция деңгейлерінің биіктігі;
- 4) вертикальды қозғалыстар жылдамдығы;
- 5) температура мен ылғалдың биіктік бойынша таралуы.

Атмосфераның термодинамикалық күйі сараптамасы радиозондылау мәліметтері бойынша немесе 300 гПа деңгейіне дейін, кейде 100 гПа деңгейіне тұрғызылатын

болжамдық аэрологиялық диаграмма мәліметтері бойынша жүргізіледі.

Конвективті құбылыстарды болжаудың қазіргі әдістері конвекция процесстері модельдерін қолдануға негізделген. Қазіргі кезде конвекцияның үш әр түрлі модельдері бар: бөлшектің адиабаталық әдісі, қабаттың адиабаталық әдісі және бөлшектің адиабаталық емес әдісі.

Адиабаталық процесс қоршаған ортамен жылу және ылғалалмасуды ескермей, бұлттағы жоғары бағытталған қозғалыстарды (бөлшектер, қабаттар) қарастырады.

Адиабаталық емес процесс атмосфераның қанықпаған қоршаған ауасымен бұлттағы ауаның үздіксіз араласуын ескеріп, ауа бөлшегінің көтерілуі кезінде күйдің өзгеруін сараптайды. Екі жағдайда да вертикальды ағындардың қарқындылығы бұлт қабаты немесе бөлшек пен қоршаған ауа температурасының жиынтық айырмашылығымен анықталады.

Конвективті құбылыстардың пайда болуы күтілетін уақыт аралығындағы атмосфера стратификациясы болжамы осы әдістердің кез-келген біреуін қолданғанда ортақ болып табылады.

Болжамның әрекет ету уақыты 12 сағаттан аз болғанда және еркін атмосферада ауа температурасы мен ылғалдылықтың маңызды адвективті өзгерулері болмағанда атмосфераның болжамды стратификациясы ретінде тек шекаралық қабатқа ғана болжамдық анықтаулар енгізіп, бастапқы мәліметті қолдануға болады.

Казгидромет тәжірибесінде қолданылатын конвективті құбылыстарды болжаудың кейбір әдістерін қарастырамыз.

Қазіргі кезде конвективті құбылыстарды болжау әдістерінің бірнеше ондаған түрлері жасалған, бірақ олардың көпшілігі нақты ауданға ғана қолданылады. Кейбір әдістер аймақтық әдістерді ары қарай жетілдіруге негіз бола алады.

## 5.1 Конвективті құбылыстарды Н.С. Шишкин әдісі бойынша болжау

Болжау негізі ретінде В. Бьеркнес ұсынған және Н.С. Шишкин жұмыстарында дамуын тапқан қабаттың адиабаталық әдісі алынған. Әдісте бұлттағы жоғары бағытталған қозғалыстармен қатар, қоршаған ортадағы өтемдік төмен бағытталған қозғалыстар қарастырылады.

Есептеу 15-18 сағатқа тұрғызылған болжамды стратификация қисықтары бойынша жүргізіледі, егер температураның маңызды адвективті өзгерулері күтілмейтін болса, таңертеңгі зондылау мәліметтерін қолданған жөн. Болжам ағымдағы күнге жасалады, репрезентативтілік радиусы болжау пункті айналасында 100 – 200 км құрайды. Егер зондылау пунктінде 2 сағат бұрын жаңбыр жауса, онда жерге жақын қабатында ылғал мөлшері өзгеретін болғандықтан, бұл әдісті қолдануға болмайды.

Жылы ауаның көтерілуі ылғаладиабаталы, ал суық ауаның төмен түсуі құрғақдиабаталы болуы мүмкін деп шамаланады. Бұлт қабатының көтерілуі мен бұлтаралық қабаттың төмендеуі әсерінен төмен бағытталған массадан жоғары бағытталған масса температурасының жоғарлауы пайда болады және осы шама арқылы конвекция қарқындылығын сипаттауға болады. Бұлт қабатының қалыңдығы аз болғандықтан, горизонтальды араласуды есепке алмаса да болады.

### Болжау алгоритмі

1) Стратификация қисықтары бойынша 850 - ден 500 гПа дейін қабатында шық нүктесінің жиынтық тапшылығы анықталады.  $\sum_{850}^{500} (T - T_d) \geq 26^\circ C$  немесе  $\sum_{850}^{700} (T - T_d) > 20^\circ C$  болғанда, күшті конвективті бұлттылықтың дамуы күтілмейді және ары қарайғы есептеулер жүргізілмейді.

2)  $\sum_{850}^{500} < 25^\circ C$  болғанда, конденсация деңгейі және ондағы температура қарапайым әдіспен анықталады. Егер конденсация температурасы қоршаған орта температурасынан

3-5 °C төмен болса, яғни конденсация деңгейіне сәйкес нүкте стратификация қисығынан 3-5 °C және одан да көп солға қарай орналасса, онда күшті будақ-жауын бұлтының пайда болуының мүмкіндігі аз және есептеулер жүргізілмейді.

3) Температура стратификациясы қисығы  $\Delta P = 50-100$  гПа бірлік қабаттарына бөлінеді, әр қабатта  $\gamma = const$  жағдайы орындалуы керек. Сондықтан бұл қабаттардың шекаралары болып негізгі изобарикалық беткейлер, ерекше нүктелер (инверсия немесе изотермия қабаттары) табылуы керек. Ерекше нүктелер болмаған жағдайда  $\Delta P = 100$  гПа. Бірінші қабат конденсация деңгейінен алынады.

4) Әр қабатта төменгі шекарадан жоғарғыға дейін ылғал адиабата тұрғызылады.

5) Әр қабаттың жоғарғы шекарасында температуралар айырмашылығы  $\Delta T = T' - T$  анықталады және алдыңғы қабаттың  $\Delta T$  мәнімен қосылады.  $\sum_{i=1}^n \Delta T$  мәні теріс таңбалы болғанда және жоғары қарай оң таңбалы болмайтын жағдайда қосу аяқталады. Конвективті бұлттылықтың жоғарғы шекарасы ретінде  $\sum_{i=1}^n \Delta T = 0$  тең болатын биіктік алынады. Биіктік  $\sum \Delta T > 0$  және  $\sum \Delta T < 0$  болатын қабаттар арасындағы интерполяция арқылы АД көмегімен табылады.

6) Бұлт қабатының вертикальды қуаты анықталады

$$\Delta H = H_{\text{конв}} - H_{\text{конд}} \quad (\text{км}). \quad (5.1)$$

7)  $\Delta H$  критикалық мәндерімен салыстырылады және конвективті құбылыстар болжамы беріледі.  $\Delta H > 2,2$  км болғанда нөсер,  $\Delta H > 4,5$  км – найзағай,  $\Delta H > 7,5$  км және  $\sum_{850}^{700} (T - T_d) < 20^\circ\text{C}$  – бұршақ болжанады.

*Тапсырма мазмұны:* Н.С. Шишкин әдісімен 6 мамырға Алматы қаласы үшін нөсер мен найзағайдың болжамын құру. Есептеу нәтижелерін нақты мәліметтермен салыстыру.

*Бастапқы мәліметтер:*

1. Алматы болжамы үшін:

а) 6 мамыр 03 сағ. атмосфераны зондылау мәліметтері (5.1 кесте).

б) 6 мамырдағы Алматы қаласы және облысындағы нөсерлі жауын мен найзағай туралы мәліметтер (5.2 кесте).

Кесте 5.1

Алматы қаласы, 6 мамыр 03 сағ. атмосфераны зондылау мәліметтері

ННН, км	PPP, гПа	ТТТ	T <sub>d</sub> T <sub>d</sub> T <sub>d</sub>	τ, гПа/12сағ.
0,85	919	14,2	8,6	
-	900	17,4	11,5	
-	866	15,8	9,8	
1,51	850	14,8	8,8	000
3,13	700	4,0	-1,6	000
-	673	1,8	-2,7	
5,58	500	-15,5	-17,0	000
-	457	-19,5	-20,9	
7,41	400	-27,5	-30,1	
-	314	-40,7	-42,7	
9,41	300	-41,5	-44,1	
10,6	250	-52,1	-54,6	
12,2	200	-60,7	-62,9	
13,38	150	-58,1	-60,5	

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*

1) Алматы қаласы үшін найзағай мен нөсердің болжамын жасағанда жақын 12 сағ. ішінде ауа температурасы мен ылғалдылығының маңызды адвективті өзгерулері болмайды деп алауға болады, себебі ол ыдыраған барикалық алқапта орналасқан. Соған сәйкес атмосфера стратификациясының бастапқы мәліметтерін қолдануға болады.

Кесте 5.2

**6 мамырдағы Алматы қаласы және облысындағы нөсер мен найзағай туралы мәліметтер**

Пункт	Күні	Жаун-шашын мөлшері, мм	Конвективті құбылыстар туралы мәліметтер
Алматы	6.05		

2) Конвекция, ауаның шекаралық қабатта күндізгі жылынуы және ода температураның құрғақдиабата градиентінің пайда болуы кезінде дамиды.

3) Ауа температурасының бастапқы стратификациясын шекаралық қабатта күндізгі жылынуға өзгертіп, шық нүктесінің болжамдық мәнін  $T_d=10,5$  °С, құрғақдиабата градиентінің таралу биіктігін  $H_{\gamma_a} = 2,2$  км тең деп алу керек.

*Есептік мәліметтер:* Есептеулер, болжамдар жасалған және өңделген аэрологиялық диаграмма бланкі.

## 5.2 Бұршақты Н.И. Глушкова әдісі бойынша болжау

Н.И. Глушкова бұршақ жауатын ең тән синоптикалық жағдайларды анықтады:

- Температураның үлкен айырмашылықтарымен сипатталатын толқынды суық фронттар;
- Екінші (қайталанылған) суық фронттар;
- Жоғарғы суық фронты жақсы бедерленген окклюзия фронттары.

Егер 500 гПа деңгейінде суықтың адвекциясы, ал 850 гПа деңгейінде жылудың адвекциясы байқалса, бұршақтың жауу мүмкіндігі артады. Болжам жасағанда 500 гПа деңгейінде суық ошағының болуын ескеру керек және осы ошақтың жылжу бағыты мен оның болжау ауданынан өту уақытын есептеу керек.

Экспериментальды мәліметтер көмегімен будақ-жауын бұлтында биіктік бойынша бұлттың ортаңғы бөлігінде орналасқан максимальды мәніне дейін ауа ағындарының вертикальды жылдамдығының өсуі байқалады, бұл деңгейден жоғары вертикальды жылдамдық қайтадан төмендейді. Конвективті бұлттылықта жоғары бағытталған ағындар жылдамдығының мұндай таралуы қатты және сұйық ірі тамшылы бөлшектердің жиналуы бақыланатын аймақтың пайда болуына жағдай жасайды. Бұл аймақ *аккумуляция аймағы* деп аталады. Конвективті ағын жылдамдығы максимальды мәніне жететін деңгейдің үстінде орналасады.

Бұршақтар аккумуляция аймағында салқындаған ірітамшылы фракция есебінен өседі, егер бұл аймақ  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  изотермасынан жоғары орналасса. Бұршақтардың өсуі қоршаған ауа температурасына, өсіп келе жатқан бөлшектер диаметрі мен аккумуляция аймағында бұлттылықтың сулылығына байланысты болады. Аккумуляция аймағында бұлт сулылығы үлкен болғанда бұршақтардың өсуі «ылғалды» режимде жүреді. Бұршақтар беткейіндегі температура  $0^{\circ}\text{C}$  тең болып қала береді.

Аккумуляция аймағында бұлт сулылығы аз және бұршақтар беткейінде температура қоршаған ауа температурасына жақын және  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  төмен болғанда, бұршақтардың өсу режимін «құрғақ» деп атауға болады. Бұл кезде бұршақтар үлкен мөлшерге дейін жетпейді.

Конвективті ағынның жылдамдығы үлкен болған сайын, аккумуляция аймағында бұлт сулылығы үлкен және бұршақтардың ылғалды өсуі жүре алатын, температуралар интервалы үлкен болады.

Жер бетіне бұршақтардың түсу мүмкіндігі оның бұлттағы бастапқы мөлшеріне және оң таңбалы температурасымен ауа қабаты арқылы түсу жолында оның еру жағдайларына байланысты болады.

## **I. Конвекция параметрлерін есептеу үшін температура мен ылғалдылық стратификацияларын анықтау**

Бұршақтың болжамы үшін синоптикалық жағдайлардың сипатына және конвекция дамуының басталуына байланысты ішкімассалық процесстер кезінде атмосфераның шекаралық қабатында температура мен ылғалдылық стратификациясының тәуліктік жүрісін ескергендегі атмосфераның таңертеңгі зондылау мәліметтері немесе қарапайым әдіспен тұрғызылған болжамдық қисықтары қолданылады.

1. Атмосфераның таңертеңгі зондылау мәліметтерін келесі жағдайларда қолдану ұсынылады:

- Болжам құру уақытында пунктте немесе оның ауданында 50 км радиусында МРЛ мәліметтері бойынша радиожаңғырығының жеке ошақтары бақыланғанда немесе 100 км радиусында болжау пунктіне қарай жылжуы болғанда қолдану;

- ЖЖС суреттерінде болжау ауданында Св бұлттарының азжылжымалы ірімасштабты жинағы орналасқанда қолдану;

- Егер болжау құру уақытында бұлтсыз, адвекция болмағанда және фронттардың өтуі күтілмеген жағдайда қолдану.

Бұл жағдайда Жер бетіндегі ылғалдылық туралы мәліметтер болжау құрылатын уақытқа жақын мерзімдегі ауа райы карталарынан алынады. АД бланкінде 925 – 100 гПа деңгейлеріндегі 00 сағ. ОГУ ерекше нүктелерін ескермей, температура мен ылғалдылық мәліметтері белгілінеді.

2. Температура мен ылғалдылықтың болжамды стратификация қисықтары келесі жағдайларда қолданылады:

- Болжау пунктінен бұлт жүйесі дамыған фронтальды бөлімдердің өтуі күтілетін жағдайда қолданылады. Болжау пунктінен бұлт жүйесінің өту мүмкіндігін ЖЖС алынған алдыңғы күннің кешкі мерзіміндегі бұлттылық суреттері, сонымен қатар МРЛ, Жер және биіктік карталары көмегімен анықтауға болады;

- Болжам құру кезінде бұлтсыз, алайда суықтың адвекциясы бақыланғанда (қисықтар конвекцияның максимальды даму уақытына белгілі әдіспен тұрғызылады) қолданылады.

## **II. Конденсация деңгейін анықтау**

Конденсация деңгейін 1а, 1б және 2а жағдайларында анықтау үшін Жерге жақын қабаттағы шық нүктесінің максимальды мәнінен ылғалдылық изограммасын стратификация қисығымен қиылысқанға дейін жүргізеді. Егер бұл қиылысу 850 гПа деңгейінен төмен болса, онда  $T_{850}$  мәнінен құрғақ адиабатаны көрсетілген ылғалдылық изограммасымен қиылысқанға дейін төмен жүргізу керек.



Алынған қисықтардың қиылысу нүктесі конденсация деңгейіне сәйкес келеді.

1в және 2б жағдайлары үшін конденсация деңгейі келесі екі әдіспен анықталады:

- Егер 850 – 500 гПа қабатында орташа салыстырмалы ылғалдылық 60 % тең немесе үлкен болса, онда конденсация деңгейі жерге жақын қабатындағы оның максимальды мәнінен жүргізілген изограмманың және температура стратификация қисығының қиылысу нүктесі арқылы өтеді;

- Осы қабаттағы орташа салыстырмалы ылғалдылық 60 % аз болса, онда шық нүктесінің орташа мәні Жер бетінен 850 гПа деңгейіне дейін анықталады. Ары қарай табылған шық нүктесінің орташа мәнінен жоғары қарай температура стратификация қисығымен қиылысқанша изограмма жүргізеді. Бұл конвекцияның дамуына бұлтқа қоршаған ауаның тартылуын ескеруге мүмкіндік береді. 850 – 500 гПа қабатында орташа салыстырмалы ылғалдылық 60% жоғары болғанда қоршаған ауа ылғалдылығының әсері өте аз болады. Атмосфераның стандартты деңгейлерінде салыстырмалы ылғалдылық келесі формуламен есептеледі:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%, \quad (5.2)$$

Көрсетілген жағдайларда (1в және 2б) ары қарай есептеулердің қажеттілігін анықтау үшін табылған конденсация деңгейінен құрғақ адиабата бойымен Жер бетіне дейін төмен түсіп, конвекция дамуы мүмкін болатын  $T'$  температураны анықтау керек.

Егер  $T' > T_{\max}$  ( $T_{\max}$  – қарапайым синоптикалық әдіспен күндізге болжанған максимальды ауа температурасы) болғанда, онда конвекция жоқ деп болжанып, ары қарайғы есептеулер жүргізілмейді.

Егер  $T' \leq T_{\max}$  болғанда, онда конвекция болуы керек, сондықтан есептеулерді жүргізу керек. Конденсация деңгейінен атмосфераның күй қисығы ылғал адиабата бойымен жоғары тұрғызылады.

### III. Жоғары бағытталған конвективті ағындардың максимальды жылдамдығы мөлшері мен деңгейін анықтау

Конвекцияның максимальды жылдамдық деңгейі  $\gamma > \gamma_6$  және күй қисығының стратификация қисығынан ( $\Delta T$ ) ауытқу мәні максимальды болатын ылғалтұрақсыз қабаттың жоғарғы шекарасында орналасады.  $\gamma \geq \gamma_6$  қабаттың жоғарғы шекарасын табу үшін температура стратификациясы қисығын 100 гПа қалыңдықты қабаттарға ойша бөліп, әр қабатқа қабаттың төменгі шекарасы нүктесінен ылғал адиабата жүргізу керек. Ылғалтұрақсыз қабаттың жоғарғы деңгейі  $\gamma \geq \gamma_6$  қабаттың жоғарғы шекарасында орналасады.

Егер  $\gamma > \gamma_6$  және  $\gamma < \gamma_6$  қабаттары кезектессе, онда күтілетін фронттардың өтуінде (1а, 1б, 2а)  $\gamma \geq \gamma_6$  жоғарғы шекара, ал фронттар өтпеген жағдайда (1в, 2б)  $\gamma \geq \gamma_6$  болатын бірінші қабатының жоғарғы шекарасы алынады.

Келесі параметрлер анықталады:

$P_1$  – конденсация деңгейіндегі қысым;

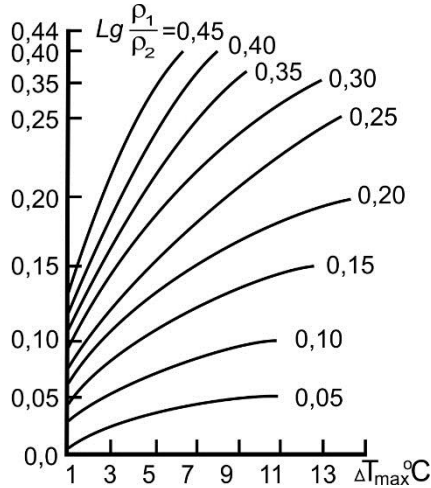
$P_2$  – ылғалтұрақсыз қабаттың жоғарғы шекарасындағы қысым, яғни  $W_{\max}$  деңгейіндегі қысым;

$\Delta T_{W_{\max}} - W_{\max}$  деңгейінде күй қисығының стратификация қисығынан ауытқуы;

$T_{W_{\max}}$  – сол деңгейдегі күй қисығының температурасы;

$H_0$  – Жер бетінен 0 °С изотермасының биіктігі.

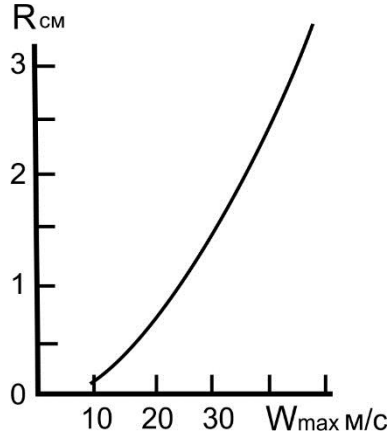
(5.3) кесте бойынша  $P_1$  және  $P_2$  мәндерімен  $lg \frac{P_1}{P_2}$  табылады, кейіннен осы шама мен  $\Delta T_{W_{\max}}$  мәні бойынша график көмегімен (5.1 сурет) бұлттағы конвективті ағынның максимальды жылдамдығы анықталады  $W_{\max}$ .



5.1 сурет. Бұлттардағы конвективті ағынның максималды жылдамдығын  $W_{\max}$  анықтауға арналған график

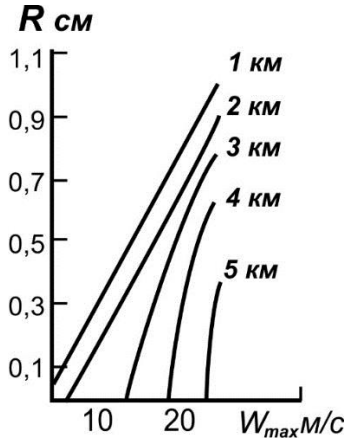
#### IV. Бұршақтың түсуі мен мөлшерін болжау

Бұршақты болжау өсудің «ылғалды» режимінде пайда болған бұршақтар үшін ғана құрылады, яғни суретте график бойынша  $W_{\max}$  және  $T_{W_{\max}}$  координаттарымен нүкте бұршақ аймағына түскен жағдайларда жасалынады. 2 - 3 см және одан көп диаметрлі бұршақтар температурасы оң таңбалы ауа қабатынан өту кезінде аз ғана ериді. Сонымен қатар  $W_{\max} > 25$  м/с болғанда және қаныққан ауадан түскенде, яғни болжау ауданынан циклонмен байланысқан, Св кең жүйесінің өту жағдайында еру аз болады. Бұл жағдайларда бұршақтар мөлшері еруді ескермегендегі  $W_{\max}$  мәндері бойынша анықталады (5.2 сурет).



5.2 сурет. Еруді ескермегендегі бұршақтар мөлшерін анықтауға арналған график

Еруді ескергендегі жауатын бұршақтар  $R$  мөлшерін анықтау үшін бұршақтардың соңғы мөлшерінің  $W_{max}$  әр түрлі мәндерінде  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  изотерма биіктігіне байланыстылығын көрсететін график қолданылады (5.3 сурет). Биік таулы аудандарда станцияның теңіз деңгейінен биіктігін ескеру керек.



5.3 сурет. Еруді ескергендегі бұршақтар мөлшерін анықтауға арналған график

Кесте 5.3

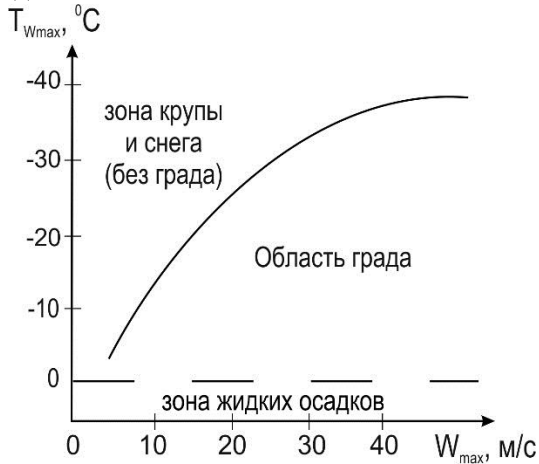
$p_1$  және  $p_2$  әр түрлі мәндеріндегі  $\lg \frac{p_1}{p_2}$  мәндері

P <sub>1</sub> , гПа	P <sub>2</sub> , гПа														
	900	850	800	750	700	650	600	550	500	450	400	350	300	250	200
900	0	0,02	0,05	0,08	0,11	0,14	0,17	0,21	0,25	0,30	0,35	0,41	0,47	0,55	0,65
850		0	0,03	0,06	0,09	0,12	0,15	0,19	0,23	0,28	0,33	0,39	0,45	0,53	0,65
800			0	0,03	0,06	0,09	0,12	0,16	0,20	0,25	0,30	0,36	0,42	0,50	0,60
750				0	0,03	0,06	0,09	0,13	0,17	0,22	0,27	0,33	0,36	0,47	0,57
700					0	0,03	0,06	0,10	0,14	0,19	0,24	0,30	0,34	0,44	0,54
650						0	0,03	0,07	0,11	0,16	0,21	0,27	0,33	0,41	0,51
600							0	0,04	0,08	0,13	0,18	0,24	0,30	0,34	0,48
550								0	0,04	0,09	0,14	0,20	0,26	0,34	0,44
500									0	0,05	0,10	0,16	0,22	0,30	0,40
450										0	0,05	0,11	0,17	0,25	0,35
400											0	0,06	0,12	0,20	0,30
350												0	0,05	0,14	0,24
300													0	0,08	0,18
250														0	0,10
200															0

Бұршақтың жаууы келесі жағдайларда болжанады:

- $H_0 < 2,5$  км болғанда, ал  $W_{\max}$  және  $T_{W_{\max}}$  (5.4 сурет) мәндері бойынша анықталатын нүкте жарма немесе қар аймағына түскен жағдайда болжанады;

- Егер температура мен ылғалдылық стратификациясы мәліметтері бойынша бұршақ күтілмесе, алайда 850 – 700 гПа деңгейлерінде шық нүктесі тапшылығының орташа мәні  $\leq 4$  °С болғанда, реттелген вертикальды қозғалыстар – жоғары бағытталған қозғалыстар, МРЛ мәліметтері және ЖЖС алынған бұлттылық суреттері бойынша болжау пунктіне бұршақпен ірімасштабты бұлт жүйесі жақындайды, бұл бұлт жүйесі бақылаудың кешкі мерзіміндегі мәліметтерде айқындалынады.



**5.4 сурет.** Жоғары бағытталған ағындардың максимальды жылдамдығы  $w_{\max}$  мен осы деңгейдегі ауа температурасына  $T_{W_{\max}}$  байланысты бұршақтың пайда болу мүмкіндігін анықтау

*Тапсырма мазмұны:* Н.И. Глушкова әдісімен 7 тамызда Қарағанды ауданындағы бұршақтың пайда болу мүмкіндігін анықтау.

*Бастапқы мәліметтер:*

1) 7 тамыз 12 сағ. болжамды Жер картасы;

2) 7 тамыз 00 сағ. атмосфераны зодылау мәліметтері (5.4 кесте).

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*

1) Болжамды карта бойынша 7 тамыздың 12 сағатына синоптикалық жағдайды сараптау;

Кесте 5.4

Атмосфераны зондылау мәліметтері. Қарағанды, 00 сағ. 7 тамыз

Ppp	TT	T <sub>d</sub> T <sub>d</sub>	dd	ff	τ, гПа/12сағ.	T <sub>max</sub>	T <sub>d12 сағ.</sub>
1003	-	-	200	2	-	28	14
850	13	7	225	7	-40		
700	3	-1	270	6	-50		
500	-15	-21	270	13	-30		
400	-27	-29	270	19	-		
300	-45	-	265	27	-		
250	-44	-	280	28	-		
200	-47	-	280	41	-		

2) Таңертеңгі уақыттарда Қарағанды ауданында 50 км радиуста МРЛ мәліметтері бойынша радиожаңғырық ошақтары бақыланатынын ескеру керек.

### 5.3 Найзағайды болжау

Қазақстанда найзағайлар көбінесе жазғы уақыттарда болады және көктемгі және күзгі айларда аз байқалады. Негізінен олар фронтальды бөліктермен байланысты, кейде ішкімассалық найзағайлар да байқалады. Кішкентай территорияда және өте аз жағдайда қарқындылығы өте аз қысқы найзағайлар байқалады. Фронтальды найзағайлар суық фронттардың және суық фронт түрі бойынша окклюзия фронттарының өтуімен, кейде жылы фронттар аймағында да байқалуы мүмкін. Найзағайдың пайда болуына қолайлы жағдайлар болып циклонның орталық бөлігі мен суық фронтта толқынды ауытқу шыңына жақын аумағында табылады. Жер бетінде фронт аймағында температура айырмашылықтары найзағай кезінде 6 – 10 °С/500 км

кұрайды. Көптеген найзағайлар биіктіктерде  $5 - 7 \text{ }^\circ\text{C}/12 \text{ сағ.}$  жететін суықтың адвекциясы кезінде, биіктік барикалық және термикалық жыралардың алдыңғы бөлігінде, 300 гПа деңгейіндегі дивергенция аумағының астында бақыланады.

Көптеген ішкімассалық найзағайлар термикалық конвекцияның максималды даму кезеңінде бақыланады. Бұл найзағайлар тропосферада жылу мен ылғал жотасы бар болғанда, кең және азжылжымалы антициклондардың оңтүстік, оңтүстік-батыс және батыс перифериясында, сонымен қатар тұрақсыз жылы және ылғалды ауа массалары кезінде төменгі қысымның ыдыраған, азградиентті аймақтарында бақыланады. Бұл кезде Жер бетіндегі максималды ауа температурасы  $26 \text{ }^\circ\text{C}$  және одан жоғары, ал шық нүктесі  $12 \text{ }^\circ\text{C}$  және одан жоғары болады. Ішкімассалық найзағайлардың дамуы үшін жер бетінде толып келе жатқан ескі циклондар мен жыраларда қолайлы жағдайлар болады. Биіктіктерде олар әлі де сақталады, ал  $OT_{1000}^{500}$  картасында суықтың тұйықталған ошағы немесе жырасы орналасады. Тәуліктік жүрісінде найзағайлардың максимумы түстен кейінгі сағаттарда байқалады, бұл найзағай пайда болатын процесстердің дамуында термикалық конвекцияның үлесінің маңыздылығын көрсетеді.

### **5.3.1 Найзағайды Р.С. Голубов әдісі бойынша болжау**

Қазақстанда найзағайды болжау радиозондылау жолымен алынған атмосфераның термодинамикалық күйі туралы мәлімет негізінде жүзеге асады.

Бұл әдіс Қазақстан территориясы үшін жасалған және тәжірибеге енгізілген найзағайды болжаудың жалғыз әдісі болып табылады.

Бастапқы мәліметтер ретінде келесі параметрлер қолданылады:

1) 900 және 500 гПа деңгейлерінде шық нүктесі тапшылығы  $(T - T_d)$ ;



2)  $T_k$  – конденсация деңгейіне жеткен, ауаның көтеріліп келе жатқан бөлшегінің температурасы (АД-да күй қисығындағы конденсация нүктесіндегі температура);

3)  $T_{hk \max}$  – конденсация деңгейіндегі температура мәні (АД-да конденсация деңгейіндегі температура стратификация қисығы бойынша анықталады);

4)  $q_k$  – конденсация деңгейіндегі үлесті ылғалдылық.

$W = 0,5[(P - P_k)_{900} - (P - P_k)_{500}]$  есептеу параметрі 900 – 500 гПа қабатында шық нүктесі тапшылығының таралуы арқылы анықталатын, бұлттағы конвективті ағындардың вертикальды жылдамдығының аналогы болып табылады.

$(P - P_k)$  мәні – берілген изобарикалық беткейде шық нүктесі тапшылығына абсолюттік мәні бойынша пропорциональды шама.

$(T - T_d)$  шамасын  $(P - P_k)$  шамасына айналдыру үшін 5.5 кесте берілген, мұндағы  $P$  – таңдалған изобарикалық беткейдегі қысым,  $P_k$  - берілген изобарикалық беткейден бөлшектердің адиабаталық көтерілуі кезінде конденсация деңгейіндегі қысым.

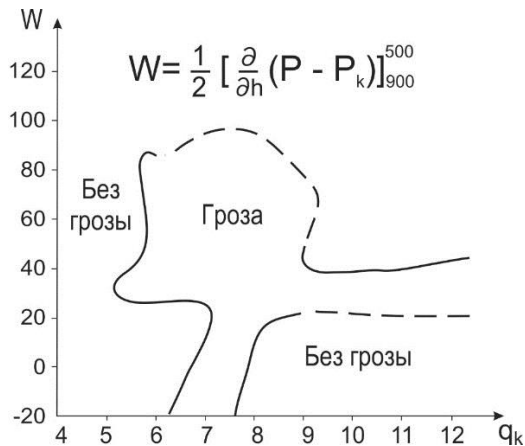
Кесте 5.5  
900 және 500 гПа деңгейлері үшін  $(T - T_d)$  шамасын  $(P - P_k)$   
шамасына айналдыру

P, гПа	(T - T <sub>d</sub> ) °C									
	1	2	3	4	5	6	7	8	96	10
900	20	30	45	55	68	80	90	102	115	128
500	10	18	28	35	40	48	53	62	69	75
<b>P, гПа</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>20</b>
900	140	155	162	175	185	195	205	215	228	235
500	83	89	95	100	108	115	120	125	130	138
<b>P, гПа</b>	<b>21</b>	<b>22</b>	<b>23</b>	<b>24</b>	<b>25</b>	<b>26</b>	<b>27</b>	<b>28</b>	<b>29</b>	<b>30</b>
900	245	252	262	272	285	292	300	312	322	330
500	141	149	152	159	165	170	175	180	185	190

Найзағайдың болуын есептеу  $T_{h k \max}$ ,  $T_k$ ,  $q_k$  және  $W$  параметрлер байланысын көрсететін графиктер көмегімен жүзеге асады.

*Тапсырманы орындау бойынша нұсқаулар:*

- 1) 900 және 500 гПа деңгейлерінде 00 сағ. ОГУ радиозондылау көмегімен алынған  $(T - T_d)_{900}$ ,  $(T - T_d)_{500}$  шық нүктесі тапшылығы мәндері бойынша кестеден  $(P - P_k)$  сәйкес мәндері табылады;
- 2)  $W = 0,5[(P - P_k)_{900} - (P - P_k)_{500}]$  мәні есептеледі;
- 3)  $W$  және  $q_k$  мәндері бойынша негізгі график бойынша найзағайдың болу факті анықталады (5.5 сурет).

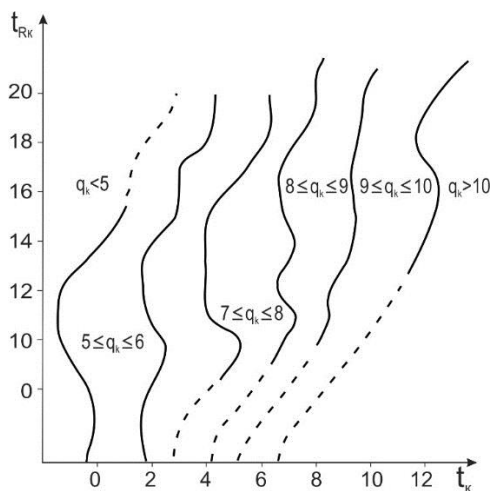


**5.5 сурет.**  $W$  және  $q_k$  бойынша Алматыдағы найзағайдың пайда болу мүмкіндігі (негізгі график)

- 4) АД-да күй қисығы бойынша конденсация деңгейіне дейін көтеріледі және  $T_k$  температурасы анықталады, стратификация қисығы бойынша көтеріліп  $T_{h k \max}$  анықталады.
- 5) Қосымша график бойынша (5.6 сурет)  $T_k$  және  $T_{h k \max}$  мәндерімен нүкте  $q_k$  қандай градациялары диапазонына түсетіні анықталады;

б)  $q_k$  бастапқы мәні қосымша графиктегі сол градациядағы  $q_k$  мәніне сәйкестігі тексеріледі;

7) Негізгі графикте қолданылатын параметрлер найзағайдың пайда болуына қажетті, алайда толық емес жағдайларды көрсететіндіктен, негізгі график бойынша найзағай факті мен  $q_k$  мәні қосымша график бойынша  $q_k$  градациясына сәйкес келсе, онда найзағай күтіледі. Басқа жағдайларда, негізгі график бойынша найзағай болса да, найзағайды күтпесе болады.



**5.6 сурет.**  $T_k$  және  $T_{hk \max}$  Алматыдағы найзағайдың пайда болу мүмкіндігі (қосымша график)

Алматы қаласындағы Р.С. Голубов әдісі бойынша найзағайды болжау есептеулерін тіркеу үшін жұмыс формасы:

Дата	$(T - T_d)_{900}$	$(T - T_d)_{500}$	$P_k$ 900	$P_k$ 500	$W$	Конденсация деңгейінде			Найзағайды болжау
						$q_k$	$T_k$	$T_{hk \max}$	
	17	16				5,8	0,5	15	

### Пайдаланылган әдебиеттер тізімі

1. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. –711 с.
2. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. –Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 616 с.
3. Коженкова З.П. Курс лекций по синоптической метеорологии. –А-Ата, 1967. – 544 с.
4. Наставление по службе прогнозов. Разд.2, ч. I и II. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. –150 с.
5. Практикум по синоптической метеорологии./Под ред. В.И.Воробьева. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 288 с.
6. Практикум по синоптической метеорологии./Под ред. В.И.Воробьева. – СПб.: изд. РГГМУ, 2006. – 303с.
7. Приходько М.Г. Справочник инженера-синоптика. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 328 с.
8. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. Ч.1.
9. Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982.
10. Самойлов А.И. Анализ атмосферных фронтов. – Л.: Гидрометеоиздат. 1970.
11. Хандожко Л.А. Региональные прогнозы погоды. – Л.: изд. ЛГМИ, 1989. – 137 с.
12. Решетов Г.Д. Способ прогноза шквалов на 12 – 24 часа. – М.: Гидрометеоиздат, 1977. – 18 с.
13. Расчетные методы прогноза экстремальных температур воздуха. Информационное письмо. – А-Ата, 1987. – 35 с.

Қосымша

Жауын-шашындарды болжау үшін Алматы қаласы бойынша 00 сағ.

ОГУ атмосфераны зондылау мәліметтері

1 нұсқа  
15.01.2012

2 нұсқа  
16.01.2012

3 нұсқа  
18.01.2012

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
936	-9,5	1,0
904	-5,5	1,3
867	-2,7	4,2
850	-3,1	4,9
832	-3,9	6,0
806	-6,3	4,1
743	-5,5	6,0
700	-9,7	7,0
662	-14,1	7,0
536	-24,7	8,0
500	-27,9	9,0
457	-30,5	8,0
400	-38,3	8,0
300	-54,3	9,0
250	-57,9	12,0

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
945	-1,1	1,0
850	-6,5	1,4
700	-15,1	2,6
582	-25,5	3,6
500	-32,9	4,6
490	-34,1	4,9
400	-43,3	8,0
313	-53,9	11,0
300	-53,5	11,0
250	-55,7	12,0
200	-53,5	11,0

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
959	-16,1	2,0
892	-17,5	3,2
850	-16,7	2,4
833	-16,9	2,7
700	-25,1	4,5
652	-30,1	4,4
625	-29,7	10
596	-31,3	12
500	-39,7	14
454	-42,9	16
424	-43,3	17
400	-45,7	18
300	-50,7	23

4 нұсқа  
17.01.2011

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
948	-7,1	1,3
881	-7,9	2,0
850	-9,5	2,9
739	-15,1	3,8
700	-18,1	3,9
659	-21,7	4,3
571	-30,3	4,8
500	-34,1	5,0
493	-35,1	5,0
400	-46,7	8,0
318	-53,1	13,0
300	-54,1	13,0
200	-53,3	16

5 нұсқа  
19.11.2011

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
942	3,2	0,6
902	0,8	0,5
850	3,4	3,3
838	2,4	4,0
737	-5,9	1,6
700	-8,1	1,0
653	-11,1	0,7
587	-15,5	1,8
500	-25,5	2,3
400	-36,5	3,1
369	-41,1	3,2
300	-52,5	6,0
250	-61,5	9

6 нұсқа  
08.11.2011

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
941	5,0	1,8
924	6,0	1,6
914	3,6	2,1
850	0,4	0,2
827	-0,9	0,1
734	-4,5	0,2
700	-5,7	1,9
664	-2,5	4,9
636	-2,3	7,0
625	-3,1	10,0
538	-13,3	4,2
500	-16,7	3,0
463	-21,5	0,8
400	28,7	3,1
300	44,5	7,0
250	55,7	12
200	59,9	22

**Найзагайды болжау үшін Алматы қаласы бойынша 00 сағ. ОГУ  
атмосфераны зондылау мәліметтері**

1 нұсқа  
27.05.2011

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
916	10,0	7
850	7,8	1,5
813	2,6	9
790	3,2	7
777	3,4	3,2
762	5,2	10
700	0,4	22
650	-2,1	20
500	-16,9	21
400	-28,7	25
300	-42,5	25

2 нұсқа  
31.05.2011

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
937	14,2	2,3
905	17,8	5
878	18,0	10
858	16,0	11
718	3,8	3,4
684	1,6	2,9
635	-1,1	6
552	-9,7	13
500	-14,7	14
400	-26,5	6
300	-42,1	12

3 нұсқа  
04.06.2011

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
933	17,0	6
917	16,6	6
907	18,6	7
850	14,4	11
765	7,2	6
700	2,6	3
650	2,4	9
514	-12,3	2,6
500	-12,7	2,7
455	-19,7	2,7
400	-24,1	10
300	-42,1	6

4 нұсқа  
08.05.2011

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
937	17,8	6
890	23,2	9
850	18,0	12
793	13,2	12
700	5,4	6
518	-12,1	3,6
500	-12,7	4,4
442	-18,7	2,9
400	-23,7	50
300	-40,1	4,7

5 нұсқа  
01.07.2011

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
889	18,8	9
850	16,2	11
816	13,4	11
796	11,8	11
700	2,8	4,6
678	-03,	3,4
659	-1,3	1,9
547	-9,3	2,1
500	-15,3	3,4
400	25,5	8

6 нұсқа  
20.06.2011

Р, гПа	Т, °С	Д, °С
932	15,2	4,1
887	21,4	13
867	24,2	14
850	21,2	16
832	18,8	16
700	5,4	7
559	-9,7	2,6
530	-9,9	11
500	-13,1	11
451	-16,5	15
400	-23,7	11
300	-40,7	12

Данные для прогноза минимальной температуры воздуха методом А.С. Зверева

Пункт	T	Td	Состояние поверхности почвы	Прогноз облачности на ночь	Прогноз ветра на ночь	T <sub>min</sub>
Алматы 16.10.2012 12:00:00	16,6	-3,0	сухая	N = 10 б St fr, As	1 – 2 м/с	
Тараз 16.10.2012 12:00:00	16,1	5,5	сухая	безоблачно	2 – 3 м/с	