

AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASI TƏHSİL NAZİRLİYİ

M.Ə.RƏSULZADƏ ADINA DÖVLƏT UNİVERSİTETİ

---

---

B.Ə.MƏMMƏDOV, Ə.S.MƏMMƏDOV

# SİNOPTİK METEOROLOGİYA

Universitetin coğrafiya fakültəsinin  
hidrometeorologiya ixtisası üzrə tələbələr üçün

dərs vəsaiti

Azərbaycan Respublikası Təhsil Nazirliyi tərəfindən  
ali məktəb tələbələri üçün dərs vəsaiti kimi təsdiq edilmişdir

Bakı – 2000

M 52

UKD

551.509.32

551.5  
x M 52

**Redaktor:** *dos. Q.M. Məmmədov*

**Rəy`çilər:** *dos. B.H. Məmmədov*  
*c.e.n. G.A. Əliyeva*

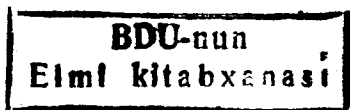
Kitabda sinoptik meteorologiyanın bə`zi nəzəri və praktiki məsələləri verilir.

Burada rus dilində olan dərslik müəyyən qədər sadələşdirilmiş və Respublikada hava tiplərinin araşdırılması ilə yeniləşdirilmişdir kitab Hidrometeorologiya ixtisası üzrə təhsil alan tələbələrə dərs vəsaiti kimi tövsiyə edilir.

TE – 070000

$\frac{2103000000-1}{658(07)-01}$  1-2000 Qrifli nəşr

177178



© Bakı Universiteti nəşriyyatı, 2000

## GİRİŞ

*Sinoptik meteorologiya* havanın qabaqcadan xəbər verilməsi (proqnozu) məqsədilə atmosfer proseslərinin inkişaf qanunauyğunluqlarını öyrənən elmdir.

Müəyyən zaman anında və ya zaman fasiləsində yer kürəsinin ixtiyari məntəqəsi və ya rayonu üzərində atmosferin vəziyyəti *hava* adlanır. Hava təzyiq, temperatur, rütubətlik, külək, buludluluq, atmosfer yağıntıları kimi əsas meteoroloji kəmiyyətlərin qiymətləri və duman, tufan, covğun, toz (qum) fırtınası və s. kimi xüsusi hadisələr yığımı ilə xarakterizə olunur.

Global miqyasda havanı təhlil etmək üçün şərti işarələrlə və rəqəmlərlə coğrafi xəritələlərdə meteoroloji kəmiyyətlərin qiymətləri və həmçinin xüsusi hava hadisələri qeyd olunur ki, bu cür xəritələr *sinoptik xəritələr* adlanır. Hal-hazırda «sinoptik xəritə» əvəzinə «*hava xəritəsi*» termini işlədilir.

Sinoptik xəritələrin köməyi ilə atmosfer proseslərinin inkişaf qanunauyğunluqlarını aşkar edilməsinə əsaslanan hava proqnozu üsuluna *sinoptik üsul* deyilir. Bu üsul atmosfer fizikasının qanunları əsasında havanın dəyişmə səbəblərini araşdırmağa imkan verir.

Təqdim olunan dərs vəsaitində nəzəri məsələlər yığcam şəkildə ifadə olunmuş, həmçinin kursun öyrənilməsində vacib olan düsturlar, cədvəl məlumatları və başqa materiallar verilmişdir.

## I. METEROLOJİ MƏ'LUMATLAR VƏ ONLARIN TOPLANMASI YOLLARI

Meteoroloji mə'lumat havanı təmsil edən meteoroloji kəmiyyətə deyilir. Meteoroloji mə'lumatlar, meteoroloji və aeroloji məntəqələrdə ölçülür. Sonra həmin mə'lumatlar hava bürosu təşkilatlarına göndərilir. Hava bürosu mərkəzləri, meteoroloji mə'lumatların toplanması, işlənməsi, paylanması və hava proqnozlarını tərtib edən təşkilatdır.

Meteoroloji mə'lumatlar iki növə bölünür:

1) İlkin mə'lumatlar – hazırkı hava şəraiti haqqında müşahidə məntəqələrindən Mərkəzə daxil olan mə'lumatlardır.

2) Sonrakı mə'lumatlar - keçən hava prosesi haqqında, sinoptik xəritələri, aeroloji diaqramları, atmosferin şaquli kəsiyini, gələcək hava proseslərinin vəziyyətini və s. əks etdirən meteoroloji kəmiyyət paylanmalarıdır. İkinci növ meteoroloji kəmiyyətlərin əsas mənbəyi hava bürosu mərkəzləridir.

Meteoroloji mə'lumatlar aşağıdakı ümumi tələblərə cavab verməlidir.

- a) meteoroloji mə'lumatlar irimiqyaslı olmalıdırlar;
- b) meteoroloji mə'lumatlar üçölçülü olmalıdırlar;
- v) meteoroloji mə'lumatlar kompleks olmalıdırlar;
- q) meteoroloji mə'lumatlar sinxron olmalıdırlar;
- d) meteoroloji mə'lumatlar fasiləsiz olmalıdırlar;
- e) meteoroloji mə'lumatlar operativ olmalıdırlar.

*Meteoroloji mə'lumatların iri miqyaslılığı* dedikdə, mə'lumatların nisbətən daha böyük ərazilərdən proqnoz mərkəzlərinə daxil olması başa düşülür. Məsələn, Moskva şəhəri üçün sutkalıq hava proqnozunu tərtib etməkdən ötrü, bütün Avropa və Şərqi Atlantika, Qərbi Sibir və Arktika, Aralıq dənizi və s. cənub rayonları haqqında ilkin meteoroloji mə'lumatların olması vacibdir.

*Mə'lumatların üç ölçülü olması*, yəni müəyyən coğrafi rayonda müşahidələr yalnız üfqi ölçüləri nəzərə almaqla deyil, həm də hündürlüyü nəzərə almaqla aparılmalıdır. Bu tələbin vacibliyinin əsas cəhətlərindən, onu qeyd etmək olar ki, güclü siklon və antitsiklonlar yerüstü təbəqədən stratosferin aşağı təbəqələrinə qədər qalxır. Bu cür proseslər hava formalaşmalarına ciddi tə'sir göstərir.

Troposferin yuxarı və stratosferin aşağı təbəqələrində hava proseslərinə tə'sir edən amillərdən şırnaq axımlarını da nəzərə almaq lazımdır. Şırnaq axımları, çox böyük enerji ehtiyatına malik olub atmosfer proseslərinə ciddi tə'sir göstərir.

*Mə'lumatların kompleksliyi*, ilk növbədə təzyiq, külək, temperatur və rütubət sahələrinin, kompleks araşdırmaları nəticəsində bu sahələrdə atmosfer prosesləri arasında qarşılıqlı əlaqəni aşkar etməyi nəzərdə tutur. Buna görə də meteoroloji mə'lumatlar toplusuna bütün meteoroloji kəmiyyətlər aid edilir.

*Mə'lumatların sinxronluğu*, müşahidələrin bütün ərazidə eyni vaxtda aparılması deməkdir. Bu zaman, eyni müddətdə aparılmış müşahidələr meteoroloji kəmiyyətlərin paylanma sahələrini, sinoptik obyektləri tədqiq etməyə imkan verir və mə'lumatların toplanması, paylanması işini əsaslandırır.

*İlkin mə'lumatların fasiləsizliyi*, müşahidələrin sisteməlik müəyyən edilmiş müddətdə aparılması deməkdir. Məhz bu halda, meteoroloji mə'lumatlar atmosfer proseslərini araşdırmağa və onların inkişaf mərhələlərini izləməyə imkan verir.

*Mə'lumatların operativliyi*, mə'lumatların tələbkara minimal vaxt müddətində çatdırılması deməkdir. Mə'lumdur ki, vaxtında tələbkara çatdırılmayan meteoroloji mə'lumatlar, proqnoz tərtibi üçün artıq köhnəlmiş olur, əhəmiyyətini itirir.

*Meteoroloji mə'lumatların ölçmə sistemləri*.

Yüksək inkişaf etmiş ölkələrdə, meteoroloji mə'lumatlar aşağıdakı məntəqələrdən müşahidələr aparılmaqla alınır:

- 1) sinoptik və aeroloji məntəqələrin yerüstü şəbəkəsi;
- 2) gəmi, stasionar və hərəkətdə olan (dreyf xüsusiyyəti), yakor tipli avtomatlaşdırılmış dəniz hidrometeoroloji məntəqələri;
- 3) meteoroloji radiolokasiya məntəqələri;
- 4) meteoroloji kosmik sistemlər;
- 5) təyyarə kəşfiyyatları.

Qeyd edilən ölçmə sistemlərinin, meteoroloji mə'lumatların toplanmasında, hər birinin özünəməxsus rolu var. Ölçmə sistemi əsas və qeyri-əsas ola bilər, yəni meteoroloji mə'lumatlara qoyulan tələblərə nə dərəcədə cavab verilməsindən asılı olaraq onların işi qiymətləndirilir.

Qısaca olaraq sistemlərinin xüsusiyyətləri ilə tanış olan, onların üstün və çatışmayan cəhətlərini göstərək.

Sinoptik və aeroloji məntəqələrin yerüstü şəbəkəsinin sayı hazırda on minlərlə ölçülür. Həmin məntəqələrdən, bəziləri hava xidmətlərində birbaşa və fasiləsiz olaraq istifadə edilir. Bu cür məntəqələr sinoptik məntəqələr adlanır. Sinoptik məntəqələrdən başqa, hava xidmətlərində aeroloji məntəqələrdən də geniş istifadə olunur. Bu zaman şaquli atmosfer zondlamaları aparılır.

Sinoptik və aeroloji məntəqələrin hava xidmətləri üçün apardıqları fasiləsiz müşahidələr, yerüstü şəbəkə təşkil edir. Sinoptik məntəqələr aşağıdakı tələblərə cavab verməlidirlər:

1) məntəqənin coğrafi koordinatları və dəniz səviyyəsinə görə hündürlüyü dəqiq müəyyən olmalıdır;

2) məntəqələr hər cür müşahidə aparmaq bacarığına malik hey'ətlə tə'min edilməlidir;

3) məntəqələr minimum standartda uyğun sınaqdan çıxmış cihazlarla tə'min edilməlidir;

4) müşahidələr Dünya meteorologiya təşkilatının vahid proqramına əsasən müəyyən ardıcılıqla aparılmalıdır;

5) məntəqələr müasir rabitə sistemi ilə təchiz edilməlidir;

6) məntəqələr reprezentativ olmalıdır – yə'ni aparılan müşahidələrlə ərazi xüsusiyyətləri nəzərə alınmalıdır.

Sinoptik məntəqələrin yerüstü şəbəkəsində meteoroloji müşahidələr 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 və 21 saatlarda (Moskva vaxtı ilə) aparılır, 03, 09, 15 və 21 saatlarda aparılan müşahidələr əsas, qalan müddətlər isə əlavə müddətlər adlanır.

Yerüstü şəbəkəyə daxil olan aeroloji məntəqələrdə, atmosfer zondlamaları 03, 09, 15 və 21 (Moskva vaxtı ilə) saatlarda aparılır. Bu zaman 03 və 15 saatları əsas müşahidə müddətləri kimi qeyd edilir.

Yerüstü şəbəkələrin çatışmayan cəhətlərindən, onların kəfiyyət qədər sıx yerləşməsi və Yer kürəsinin bə'zi rayonlarında müşahidələrin fasiləsiz aparılmasıdır. Müşahidələrin aparılmasında fasiləlik, təzyiqli sahələrinin araşdırılması zamanı bir o qədər də əhəmiyyət kəsb etmir. Lakin buludluq, şimşək, leysan və s. qısa müddətli atmosfer proseslərinin araşdırılmasında ciddi səhvlərə səbəb olur.

Dünya okeanları planetimizin 3/5 hissəsini təşkil edir və atmosfer proseslərinin formalaşmasında onun rolu daha böyükdür. Buna görə də hava bürosu mərkəzi Dünya okeanları səthlərindən meteoroloji mə'lumatlar toplanmasına çox maraq göstərir.

*Gəmi, stasionar və hərəkətdə olan, yakor tipli avtomatlaşdırılmış dəniz hidrometeoroloji məntəqələrin işi bir neçə istiqamətdə qurulur.*

Bu istiqamətlərdən biri adalarda təşkil edilmiş məntəqələrdən və hava xidmət gəmilərindən istifadə edilməsidir. Adalarda təşkil edilmiş məntəqələr, yerüstü müşahidə məntəqələrdən demək olar ki, fərqlənmirlər. Ancaq qeyd etmək lazımdır ki yalnız adalarda təşkil edilmiş azsaylı məntəqələrdən alınmış mə'lumatlarla Dünya okeanlarının problemini həll etmək olmaz.

Gəmi müşahidə məntəqələri, lazımı ölçmə cihazları və müasir rabitə vasitələri ilə təchiz edilmiş, daimi olaraq fəaliyyətdə olan obyektlerdir. Gəmilərdə aparılan müşahidə proqramı yerüstü müşahidə proqramları ilə eynidir. Gəmilərdə fasiləsiz olaraq atmosfer zondlamaları, bəzən raket zondlamaları aparılır. Bundan başqa, gəmilərdə kompleks hidroloji müşahidələrdə aparılır.

Dünya okeanlarında müşahidə şəbəkələrinin sıxlığını artırmaq məqsədilə kommersiya və sənaye tipli gəmilərdən geniş istifadə edilir. Hazırda Dünya okeanlarında bu məqsədlə 7000-dən çox gəmi fəaliyyət göstərir.

Avtomatlaşdırılmış yakor və dreyf tipli hidrometeoroloji məntəqələr aparılan ölçmə sistemlərinin mürəkkəbliyinə görə digərlərindən fərqlənir. Lakin, son zamanlar həmin tip məntəqələrlə Yerin sün'i peykləri arasında əlaqə yaradılması, qeyd edilən çətinliyi azaltmağa imkan verir.

### **Meteoroloji radiolokasiya məntəqələri.**

Radiolokasiya tipli məntəqələr, atmosferin vəziyyətinin məkan və zamana görə xülasəsini tərtib etməyə imkan verir. Atmosfer xülasəsinə ilk növbədə topa buludlar, leysan, şimşək və digər atmosfer prosesləri düşə bilər. Belə ki, radiolokasiya ölçmə sistemləri mezo- miqyaslı meteoroloji hadisələrin köçürülməsi və inkişafını izləməyə imkan verir.

Bu məntəqələr vasitəsilə həm də buludluq, onun mikrostrukturu, rütubətlik dərəcəsi, yağıntı intensivliyi və s. kimi hava xüsusiyyətləri haqqında məlumat toplamaq mümkündür.

Bundan başqa, meteoroloji radiolokasiya sistemləri təhlükəli atmosfer hadisələrini aşkar etmək və proqnozlaşdırmaq üçün böyük imkan yaradır.

Müasir radiolokasiya sistemlərinin əhatə radiusu 150 km-ə qədərdir. Bu isə onu göstərir ki, məntəqələr arasındakı 120-130 km-lik məsafə radiolokasiya xülasəsində tam əks olunur.

### **Meteoroloji kosmik sistemlər.**

İlk dəfə, 4 oktyabr 1957-ci ildə SSRİ-də Yer sün'i peykinin buraxılması, meteorologiya və digər elmlər qarşısında yeni imkanlar açdı. Hazırda kosmik gəmilərin və orbital stansiyaların məlumatlarından atmosfer tədqiqatlarında çox geniş şəkildə istifadə edilir.

Meteoroloji kosmik sistemlər (MKS) kosmik və yerüstü olmaqla iki sistemə bölünür. Kosmik alt sistemləri Yer sün'i peyklərinə, yerüstü alt sistemləri isə yerüstü qəbul, yenidən işlənmə və məlumatların yayılmasını təmin edən sistemləri birləşdirir.

### **Təyyarə hava kəşfiyyatları.**

Təyyarə kəşfiyyatları əsasən üç istiqamətdə aparılır:

- 1) təyyarə meydanlarında atmosfer zondlamaları;
- 2) atmosferin müəyyən marşrutlar üzrə zondlanması;
- 3) yerüstü vizual müşahidələr.

Təyyarə kəşfiyyatlarında ilk növbədə buludluq haqqında, sonra görünüş dairəsi və uçuş meyilliyi haqqında məlumatlar toplanır. Tam kompleks məlumatlar təyyarə-laboratoriyalarla müşahidə edilir.

Təyyarə hava kəşfiyyatlarının üstün cəhətlərindən onu qeyd etmək lazımdır ki, bu müşahidələr zamanı istənilən vaxtda istənilən marşrutda, hava proseslərini müşahidəçi izləyə bilər.

## **II. HAVA XƏRİTƏLƏRİNİN TƏRTİB EDİLMƏSİ VƏ İLK NÖVBƏDƏ TƏHLİLİ. AEROLOJİ MƏLUMATLARIN TƏHLİLİ**

Hava xəritələri radio və başqa rabitə vasitələri ilə verilən meteoroloji teleqramlardakı rəqəmlərdən ibarət olan hava məlumatı əsasında tərtib edilir. Hər bir teleqramda beşrəqəmli qruplarla meteoroloji kəmiyyətlərin miqdar və keyfiyyət xarakteristikaları şifrələnir. Bütün məlumat rəqəmlərlə və şərti işarələrlə hava xəritəsinə köçürülür.

Xəritənin oxunması orada qeyd olunmuş rəqəm və şərti işarələrin düzgün başa düşülməsindən ibarətdir. Şərti işarələrin sayı yüzdən çox olduğundan hava xəritələrini oxumağı öyrənmək, ilk baxışda görüldüyü kimi, bir o qədər də sadə iş deyildir. Bu məsələyə ciddi yanaşmaq lazımdır, əks halda hava xəritələrindən havanın dəyişməsi və hava şəraiti haqqında yanlış nəticələr çıxarıla bilər.

Hava xəritələrinin ilk təhlili aşağıdakı əməliyyatlardan ibarətdir:

1. İzoxətlərin (izobar, izotendensiya, izohips, izoterm) çəkilməsi.
2. Atmosfer cəbhə xətlərinin çəkilməsi
3. Yağıntı, duman zonalarının və digər hava hadisələrinin aşkar edilməsi
4. Bir sıra qeydlərin aparılması (tsiklon, antitsiklonların mərkəzlərinin göstərilməsi və s.).



İlk təhlil nəticəsində hava xəritələri əyani şəkllə düşür, meteoroloji kəmiyyətlərin fəzadə dəyişmə qanunauyğunluqları isə tamamilə aydınlaşır. Məsələn, yerüstü hava xəritələrində izobarların (və yaxud mütləq topoqrafiya xəritələrində izohipslərin) çəkilməsi nəticəsində tsiklon və antitsiklonların mərkəzlərinin vəziyyəti, bunların ölçü və formaları, barik çuxurların və təpələrin oxlarının vəziyyəti aşkar olur. Atmosfer cəbhə xətləri müxtəlif xassəli hava kütlələrini ayırır və buludluluq və yağıntıların formalaşdığı zonaları müəyyənləşdirir.

Barik sahənin təhlili böyük əhəmiyyətə malikdir, çünki bu zaman təzyiqin fəzadə paylanma qanunauyğunluqları daha aydın nəzərə çarpır. Bundan başqa barik sahənin qanunauyğunluqları eyni zamanda külək sahəsinin qanunauyğunluqlarını, yəni atmosfer sirkulyasiyasını xarakterizə edir. Məsələn, tsiklon və antitsiklonlar həmçinin külək sistemləridir.

*Əsas hava xəritələrinin işlənməsi və tertib olunması. Yer səthi yaxınlığında barik sahənin təhlili.* Yerüstü hava xəritələrinin işlənilməsinə aşağıdakı əməliyyatlar daxildir:

1. İzobarların çəkilməsi və alçaq və yüksək təzyiq sahələrinin aşkar edilməsi
2. Barik tendensiya izoxətlərinin (izotendensiyaların) çəkilməsi
3. Yağıntı, duman və digər hava hadisələrinin ayrılması
4. Atmosfer cəbhə xətlərinin çəkilməsi.

İzobarlar qara qələmlə bütöv xətlərlə əsas hava xəritələrində hər 5 hPa-dan bir, əlavə xəritələrdə hər 2,5 hPa-dan bir çəkilir.

İzobarların çəkilişində qonşu stansiyalarda təzyiqin qiymətləri arasında interpolyasiya edilir və bu stansiyalarda küləyin istiqaməti və sürəti nəzərə alınır.

Yerə yaxın təbəqədə külək vektoru izobara toxunanın istiqamətindən alçaq təzyiq tərəfə quru üzərində 30°-40°-lik, dəniz üzərində 15°-lik bucaq qədər meyl edir. Həm də alçaq təzyiq sahəsi külək vektorundan şimal yarımkürəsində solda, cənub yarımkürəsində isə sağda yerləşir. Küləyin sürəti üfqi barikqradiyentin qiyməti ilə mütənəsb olduğundan güclü küləklər sahəsində izobarlar daha sıx keçirilir.

Bütün izobarlar tam hPa-larla qeyd olunur: açıq izobarlar iki tərəfdən, qapalı izobarlar hər hansı bir yerdə. Alçaq təzyiq sahəsinin mərkəzində qara qələmlə N hərfi, yüksək təzyiq sahəsinin mərkəzində isə V hərfi yazılır.

Barik sahələrin mərkəzlərini daha dəqiq tapmaq üçün mərkəzlərin yaxınlığında nazik bütöv xətlərlə aralıq izobarları çəkilir.

Dağlıq rayonlarda bəzən dağ silsiləsi boyunca izobarların kəskin sıxlaşması olur ki, bu da həqiqi külək sür'ətlərinə uyğun gəlir. Belə hallarda dağ silsiləsi boyunca dalğalı xətlərlə orografik izobarlar çəkilir.

Hava xəritələrində barik sahəni təhlil etməklə müxtəlif barik relyef formaları (barik sistemlər) aşkar olunur: tsiklonlar, barik çuxurlar, antitsiklonlar, barik təpələr, barik yəhərlər, alçaq və yüksək təzyiq zolaqları, sönən barik sahələr.

İzotendensiyalar qara qələmlə nazik qırıq-qırıq xətlər şəklində 1 hPa-dan bir çəkilir. Təzyiqin artma və azalma sahələrini ayıran OhPa izotendensiyası böyük sahələrdə təzyiqin yalnız zəif dəyişmələrində (1 hPa/3 saat-dan az) çəkilir. Təzyiqin güclü dəyişməsi halında izotendensiyalara 2 hPa/3 saat-dan bir çəkilə bilər. Təzyiqin azalma sahələrinin mərkəzində qırmızı qələmlə P hərfi, təzyiqin artma sahələrinin mərkəzində göy qələmlə R hərfi yazılır.

Müxtəlif barik sistemlərdə havanın tərkibini öyrənmək üçün cərəyan xətləri çəkilir. Bu xətlər elə xətlərdir ki, onların hər bir nöqtəsində küləyin sür'ət vektoru toxunan istiqamətdə yönəlir.

Hər bir barik sistemə müəyyən külək sistemi və cərəyan xətləri sistemi uyğundur. Məsələn, yerə yaxın sürünmə təbəqəsində tsiklonlar hava axınlarının yığılma, antitsiklonlar isə dağılma sahəsidir. Barik çuxurun oxu boyunca hava axınlarının yığılması, barik təpənin oxu boyunca dağılması müşahidə edilir.

*Barik topoqrafiya xəritələrinin işlənilməsi və tərtib olunması.* Barik topoqrafiya xəritələrini aşağı izobarik səthdən başlayaraq ardıcıl təhlil etmək lazımdır, çünki barik sahənin xarakteri hündürlüyə görə tədricən və qanunauyğun surətdə dəyişir.

Barik topoqrafiya xəritələrinin işlənilməsi aşağıdakı kimi aparılır:

1. İzohipslərin çəkilməsi, mütləq topoqrafiya xəritələrində yüksək tsiklon və antitsiklonların mərkəzlərinin, nisbi topoqrafiya xəritələrində isə isti və soyuq sahələrin aşkar edilməsi.

2. İzoterməlin çəkilməsi

3. Şəh nöqtəsi çatışmazlığı  $T \leq -25^{\circ} S$  izoxətlərinin çəkilməsi

si

4. Cəbhə xətlərinin çəkilməsi

5. İzallohislərin çəkilməsi

6. Yerüstü xəritədən  $AT_{700}$  xəritəsinə əsas barik sistemlərin mərkəzlərinin köçürülməsi.

İzohipslər bütöv xətlərlə qara qələmlə hər 4 gp. dkm-dən bir çəkilir. 400 hPa-dan yuxarı səthlər üçün AT xəritələrində izohipslər hər 8 gp. dkm-dən bir çəkilir. İzobarlardan fərqli olaraq izohipslər külək vektoruna bucaq altında deyil, paralel olaraq yerləşir.

Küləyin güclü olduğu yerlərdə izohipslər sıx keçirilir. Bütün izohipslər izobarlara oxşar şəkildə qeyd olunur. Geopotensialın aşağı qiymətləri sahəsinin mərkəzində AT xəritələrində N hərfi, yüksək qiymətləri sahəsinin mərkəzində V hərfi, OT (nisbi topoqrafiya) xəritələrində isə geopotensialın aşağı qiymətləri sahəsinin mərkəzində X hərfi (soyuq), yüksək qiymətləri sahəsinin mərkəzində T hərfi (isti) qoyulur.

İzotermilər  $AT_{850}$  və  $AT_{700}$  xəritələrində qırmızı qələmlə bütöv xətlərlə hər 2°S-dən bir çəkilir. İstilik sahəsinin mərkəzində T hərfi (qırmızı qələmlə), soyuq sahəsinin mərkəzində isə X hərfi (göy qələmlə) yazılır.

Cəbhə xətləri yalnız  $AT_{850}$  xəritəsində həmin xəritənin məlumatlarına əsasən çəkilir.  $OT_{1000}^{500}$  xəritəsinə isə yerüstü hava xəritəsindən köçürülür.

İzallohpslər, yəni son 12 və ya 24 saat ərzində geopotensial hündürlüklərin eyni qiymətli dəyişmələrini göstərən xətlər  $AT_{700}$  və  $OT_{1000}^{500}$  xəritələrində qara qırıq-qırıq xətlərlə hər 4 gp. Dkm-dən bir keçirilir.  $AT_{700}$  xəritələrində 700 hPa səthin aşağı düşdüyü sahələrin mərkəzində qırmızı qələmlə P hərfi qoyulur, bu hərfin indeksi səthin maksimal aşağı düşməsinə göstərir. 700 hPa səthin yuxarı qalxdığı sahələrin mərkəzində R hərfi qeyd olunur və indeksində səthin maksimal yuxarı qalxma qiyməti göstərilir.

$OT_{1000}^{500}$  xəritələrində P və R hərflərinin əvəzinə (göy qələmlə) və T (qırmızı qələmlə) hərfləri qoyulur.

*Aeroloji diaqramların qurulması və işlənilməsi.* Ayırı-ayrı məntəqələrdə atmosferin tədqiqatlarının nəticələrinin təhlil etmək üçün çəkilən qrafiklərə aeroloji diaqramlar deyilir.

SSRİ-nin hidrometereoloji mərkəzində Beynəlxalq meteorologiya təşkilatının tövsiyyəsi ilə aeroloji diaqram blankları hazırlanmışdır. Belə blank üç formada buraxılır. Bunlardan ikisi çəpbucaqlı koordinat sistemində, biri isə düzbucaqlı koordinat sistemində tərtib olunmuşdur. Çəpbucaqlı sistemin formalarından biri (ADGT) – 25°S-dən 40°S-ə qədər temperatur intervalında ilin isti dövrü, o biri

(ADGX) – 55°S-dən 10°S-yə qədər temperatur intervalında ilin soyuq dövrü üçün təbiiq olunuru.

Çəpbucaqlı koordinat sisteminin hər iki formasından atmosferin 1050 hPa-dan 1000 hPa-a qədər olan təbəqəsində temperatur məlumatlarını təhlil etmək üçün istifadə edilir.

Üçüncü forma – 80°S-dən 40°S-yə qədər temperatur intervalında düzbucaqlı koordinat sistemində (ADP) qurulmuşdur. Bu formadan ilin hər bir vaxtında atmosferin 1050 hPa-a qədər olan təbəqəsində temperatur vəziyyətini təhlil etmək üçün istifadə olunur.

Aeroloji diaqram blankında atmosferin tədqiqi məlumatlarına əsasən aşağıdakı əməliyyatlar yerinə yetirilir.

1. Temperaturun hündürlüyə görə dəyişməsinə göstərən stratifikasiya əyrisi (bütöv qırmızı xətlə) çəkilir.

2. Həmin məntəqədə əvvəlki müşahidə müddətinin məlumatlarına əsasən stratifikasiya əyrisi (qırıq-qırıq qırmızı xətlə) çəkilir.

3. Kondensasiya səviyyəsinə qədər quru adiabatik qanun üzrə, bu səviyyədən yuxarı isə rütubətli adiabatik qanun üzrə qalxan hava hissəciyinin temperaturunun dəyişməsinə göstərən hal əyrisi (bütöv qara xətlə) çəkilir. Əgər yerə yaxın təbəqədə temperatur inversiyası və ya izotermiya müşahidə edilərsə, onda hal əyrisi bu təbəqənin yuxarı sərhəddindən çəkilir.

4. Depeqram, yəni şəh nöqtələri əyrisi (qırıq-qırıq qara xətlə) çəkilir.

5. Müsbət və mənfi dayanıqsızlıq enerjisi sahəsini uyğun olaraq qırmızı və göy qələmlə rənglənməklə ayırırlar.

Aeroloji diaqramın əlavə işlənilməsi aşağıdakılardan ibarətdir:

1) cəbhə təbəqəsinin aşağı və yuxarı sərhədlərini ayırırlar (cəbhənin növünə uyğun rənglə). Aşağı və yuxarı sərhədlərin arasında təbəqənin  $\Delta h$  qalınlığı metrle, temperaturun artma kəmiyyəti  $\Delta t$  və ya  $\Delta t < 0^\circ S$  olduqda şaquli temperatur qradienti  $\gamma$  yazılır.;

2) inversiya təbəqələri sarı qələmlə ayrılır: hər bir təbəqədə  $\Delta h$ ,  $\Delta t$  və inversiyanın xarakteri qeyd olunur;

3) təyyarədən vizual müşahidələrin nəticələri köçürülür:

a) bulud təbəqəsinin sərhədləri iki dalğalı xətlə göy qələmlə göstərilir; bunların arasındakı sahə maili göy xətlərlə ştrixlənir. Buludun forması da yazılır;

b) yağıntılar zonası şaquli yaşıl xətlərlə ştrixlənir, yağıntılardan növü isə uyğun işarə ilə qeyd olunur;

v) buz bağlama təbəqələri qırmızı  $\Psi$  işarəsi ilə ayrılır və bu işarədən yuxarı və aşağı təbəqənin qalınlığını göstərən oxlar çəkilir. Buz bağlama intensivliyi  $\Psi^0$  - zəif,  $\Psi$  - mülayim və  $\Psi^2$  - güclü şəkildə göstərilir.

q) silkələnme təbəqələri stratifikasiya əyrisindən sağda şaquli dalğalı xətlə qeyd olunur. İntensivlik sözlərlə yazılır;

d) duman təbəqələri sarı qələmlə, intensivliyi sözlərlə qeyd olunur.

*Atmosferin fəza şaquli kəsirlərinin qurulması.* Atmosferin fəza şaquli kəsirləri eyni bir zaman anı üçün təqribən bir düz xətt üzərində yerləşən bir neçə stansiyanın radiozond məlumatlarına əsasən qurulur. Xüsusi blankda və ya millimetrlik kağızda absis oxu üzərində 1 sm = 50 km miqyası ilə stansiyaların yerləşdiyi nöqtələr, ordinat oxu üzərində isə 1 sm = 0,5 km miqyası ilə hündürlüklər göstərilir. Hər bir nöqtənin altında stansiyanın adı yazılır və yer səthi yaxınlığında hava şəraiti qeyd olunur. Kəsim xətti boyunca yerin relyefi çəkilir. Kəsimin istiqamətindən asılı olmayaraq qərb - sol tərəfdə, şərq - sağda, şimal - yuxarıda və cənub - aşağıda olur.

Bütün radiozond nöqtələrindən perpendikulyar xətlər çəkilir və bunların üzərində xüsusi nöqtələrin və sabit təzyiqli nöqtələrin vəziyyəti qeyd olunur. Bu nöqtələrin solunda havanın temperaturu tam dərəcələrlə (qırmızı), sağda isə şəh nöqtəsi (qırmızı) göstərilir. Bundan başqa küləyin istiqaməti (oxla) və sür'əti (rəqəmlə) də qeyd olunur.

Şaquli kəsirlərlə həmçinin təzyiq, buludların aşağı, yuxarı sərhədləri (qara dalğalı xətlərlə) və onların forması, yağıntı zonaları (qara şaquli ştrixlərlə) və yağıntının forması (şərti işarələrlə), buz bağlama, silkələnme və duman təbəqələri (qara şaquli dalğalı xətlə, sağ tərəfində buz bağlama  $\Psi$ , silkələnme və ya duman  $\equiv$  işarələrini göstərməklə) əks etdirilir.

Şaquli kəsirlərin işlənilməsi aşağıdakılardan ibarətdir:

1) hər 10°S-dən bir, tropopauza yaxınlığında isə hər 5°S-dən bir qara qələmlə izotermilərin çəkilməsi;

2) hər 5 m/san-dən bir, küləyin böyük sür'ətlərində isə hər 10 m/san-dən bir yaşıl qələmlə izotaxların çəkilməsi;

3) tropopauza xəttinin qəhvəyi qələmlə çəkilməsi;

4) cəbhə xətlərinin yuxarı və aşağı sərhədlərinin rəngli qələmlərlə cəbhənin növünə uyğun olaraq ayrılması;

5) inversiya təbəqəsi və duman zonasının aşağı və yuxarı sərhədlərinin sarı qələmlə ayrılması;

6) bulud təbəqələrinin göy xətlərlə hüdudlandırılması və göy qələmlə rənglənməsi;

7) yağıntılar zonası yaşıl şaquli ştrixlərlə ayrılır;

8) buz bağlama təbəqəsi qırmızı  $\Psi$  işarəsi ilə qeyd olunur və bu işarədən yuxarı və aşağı təbəqənin qalınlığını göstərən oxlar çəkilir;

9) silkələnmiş təbəqəsi qırmızı  $\Lambda$  işarəsi ilə ayrılır.

### III. MEREOROLOJİ SAHƏLƏRİN KƏMIYYƏTLƏRİNİN HESABLANMASI

Hava xəritələrində atmosferin halını xarakterizə edən müşahidə olunmuş və hesablanma yolu ilə alınmış kəmiyyətlər qeyd olunur. Bu cür kəmiyyətlərin alınması üçün zamanın və koordinatların funksiyası olan meteoroloji kəmiyyətlərin törəmələrini hesablamaq lazımdır. Törəmələr sonlu fərqlər üsulu ilə hesablanır. Törəmələrin kombinasiyaları havanın təhlili və proqnozu üçün bir sıra vacib kəmiyyətlərin əldə edilməsinə imkan verir.

*Törəmələrin, qradientlərin, laplasianların və yakobianların hava xəritələrinin məlumatlarına əsasən hesablanması.* Hava xəritələrindən istifadə etməklə törəmələr diskret nöqtələrdəki məlumatlara görə hesablanır. Nöqtədə törəmənin qiyməti ortalaşdırma intervallında orta qiyməti ilə əvəz edilir. Ortalaşdırma intervalları nə həddən artıq kiçik, nə də həddən artıq böyük ola bilməz. Adətən intervallar üfqi istiqamətdə 250 km-dən 1000 km-ə qədər, şaquli istiqamətdə 50 hPa-dan 200 hPa-ya qədər, zaman intervalı bir saat və daha çox seçilir. Əgər çox kiçik interval götürülərsə, onda funksiyanın artımı onun hesablandığı dəqiqlik tərtibində ola bilər. Ona görə də intervalın seçilməsi məsələnin xarakteri ilə müəyyən olunur.

Müəyyən ərazi üzrə ortalaşdırılmış törəmələri tapmaq üçün bir-birindən eyni uzaqlıqda nöqtələr (düyünlər) sistemindən istifadə olunur ki, bunlara birlikdə hesablama şəbəkəsi deyilir. Meteoroloji  $f$  kəmiyyət sahəsini xətti qəbul edərək koordinatları  $x_i, y_i$  olan düyün nöqtəsində funksiyanın qiyməti  $f_i$  təqribi olaraq aşağıdakı kimi yazıla bilər:

$$f_i = f_0 + \frac{\partial f}{\partial x} x_i + \frac{\partial f}{\partial y} y_i,$$

burada  $f_0$  – törəmənin tapıldığı və koordinat başlanğıcı kimi qəbul edilən nöqtədə funksiyanın qiymətidir.

Ümümi halda  $f$  funksiyanın qradiyenti aşağıdakı şəkildə vektordur:

$$\text{grad } f = \nabla f = \frac{\partial f}{\partial x} \bar{i} + \frac{\partial f}{\partial y} \bar{j} + \frac{\partial f}{\partial z} \bar{k} \quad (3.1)$$

hava xəritəsi üçün, yəni müstəvi üçün,

$$\nabla f = \frac{\partial f}{\partial x} \bar{i} + \frac{\partial f}{\partial y} \bar{j} \quad (3.2)$$

$\nabla f$  vektoru  $\frac{\partial f}{\partial x}$  və  $\frac{\partial f}{\partial y}$  -i göstərən parçalar üzərində qurulmuş düzbucaqlının diaqonalı kimi hesablanır:

$$|\nabla f| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (3.3)$$

Qradyent başqa cür də hesablanı bilər:

1. Hava xəritəsində verilmiş kəmiyyətin izoxəttinə normal boyunca izoxətlər arasındakı məsafə  $\delta n$  yüz kilometrərlə ölçülür. Onda:

$$|\nabla f| = \left| \frac{\partial f}{\partial n} \right| \frac{f \text{ vahidi}}{100 \text{ km}} \quad (3.4)$$

2. İzoxətlərə normal boyunca interpolasiya yolu ilə normal üzərində O nöqtəsindən 50 km sağda və 50 km solda  $f_1$  və  $f_2$  qiymətləri tapılır. Onda O nöqtəsində:

$$|\nabla f| = |f_1 - f_2| \frac{f \text{ vahidi}}{100 \text{ km}} \quad (3.5)$$

Qradyent vektoru  $f$  izoxətlərinə normal boyunca yönəlir (meteoroloji qradyet  $f$ -in kiçik qiymətləri tərəfə yönəlir).

Laplas operatoru (laplasian) bir çox riyazi proqnoz sxemlərində istifadə olunur. Müstəvi üçün aşağıdakı şəkildə yazılır:

$$\nabla^2 f = \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \quad (3.6)$$

Sonlu fərqlərlə ifadə olunmuş törəmələri yerinə yazaraq alırıq:

$$\nabla^2 f = \frac{1}{4(\delta s)^2} (f_9 + f_{10} + f_{11} + f_{12} - 4f_0) \quad (3.7)$$

və ya

$$\nabla^2 f = \frac{1}{(\delta s)^2} (f_1 + f_2 + f_3 + f_4 - 4f_0) \quad (3.8)$$

Laplasianlar təzyiqli dəyişmələrinin və başqa meteoroloji kəmiyyətlərin proqnoz düsturlarına daxil olur.

Yakobi operatoru (yakobian) aşağıdakı şəkildə ifadədən ibarətdir:

$$(A, B) = \frac{\partial A}{\partial x} \cdot \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial A}{\partial y} \cdot \frac{\partial B}{\partial x} \quad (3.9)$$

Yakobianlar meteoroloji kəmiyyətlərin advektiv dəyişmələrinin hesabata düsturlarına daxil olur.

*Geostrofik, qradient, həqiqi və termik küləyin hesablanması.* 1. Sürtünmə qüvvəsi olmadığıda havanın üfqi düzxətli bərabər-sürətli hərəkətinə geostrofik külək deyilir. Geostrofik külək vektoru izobarlar boyunca elə yönəlir ki, alçaq təzyiqli şimal yarımkürəsində hərəkət istiqamətindən solda, cənub yarımkürəsində isə sağda qalır. Geostrofik küləyin sürəti aşağıdakı düsturlarla müəyyən olunur:

$$V_g = \frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (3.10)$$

$$u_g = -\frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3.10')$$

burada  $\rho$  - havanın sıxlığı,  $l = 2\omega \sin \varphi$  - Koriolis parametri;  $\varphi$  - enlik bucağı;  $\omega$  - Yerin fırlanma bucaq sürəti;  $u_g, v_g$  - geostrofik küləyin sürətinin  $x$  və  $y$  oxları üzrə proyeksiyalarıdır.



İzobarik səthlərin geopotensial hündürlükləri sahəsi üçün yaza bilirik:

$$V_g = \frac{1}{\ell} \frac{\partial H}{\partial n} \quad (3.11)$$

$$u_g = -\frac{1}{\ell} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{\ell} \frac{\partial H}{\partial x} \quad (3.11')$$

Təzyiq qradiyenti hPa/100 km ilə ölçüldükdə alırıq:

$$V_g = \frac{5,4}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n} \text{ [m/san]} \quad (3.12)$$

Qonşu izobarlar arasındakı məsafə  $\Delta n$  yüz kilometrərlə ölçüldükdə (3.12) düstürünün əvəzinə aşağıdakı düstürü alırıq:

$$V_g = \frac{27}{\sin \varphi \cdot \Delta n} \text{ [m/san]} \quad (3.12')$$

Mütləq barik topoqrafiya xəritələri üzrə də geostrofik küləyi hesablamaq üçün (3.12) və (3.12') düsturlarından istifadə etmək olar. Bu halda  $\Delta n$  hər 4 gp.dkm-dən bir çəkilmiş qonşu izohipslər arasındakı məsafədir.

Hesablamaları sadələşdirmək üçün (3.12) düsturu əsasında qradiyet xətkəş qurulmuşdur ki, bunun vasitəsilə qonşu izobarlar (izohipslər) arasındakı məsafəyə görə en dairəsini nəzərə almaqla  $V_g$ -nin qiymətini tapmaq olar.

2. Əyrixətli izobarlar (izohipslər) boyunca qərarlaşmış hərəkət qradiyent külək adlanır. Qradiyent külək vektoru izobarlara (izohipslərə) toxunan boyunca elə yönəlik ki, şimal yarımkürəsində alçaq təzyiq solda, cənub yarımkürəsində isə sağda qalır. Qradiyent küləyin sür'əti mərkəzdənqaçma qüvvəsinin qiymətindən asılıdır, yə'ni izobarların və ya izohipslərin  $r$  əyrilik radiusundan asılıdır və aşağıdakı tənliklərdən müəyyən olunur:

$$\text{a) tsiklon üçün} \quad \frac{V^2}{r} + \ell V - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} = 0$$

və ya

$$V_{gr} = -\frac{\ell r}{2} + \sqrt{\frac{\ell^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad (3.13)$$

$$\text{b) antitsiklon üçün } \frac{V^2}{r} - \ell V + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$$

və ya

$$V_{gr} = \frac{\ell r}{2} - \sqrt{\frac{\ell^2 r^2}{4} - \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad (3.14)$$

Antitsiklon üçün (3.14) düsturunun  $\frac{\rho \ell^2 r}{4} \geq \frac{\partial p}{\partial r}$  olduqda mə'nası var, yə'ni təzyiq qradienti müəyyən qiymətdən böyük ola bilməz.

İzobarların və ya izohipslərin əyriliyi kiçik olduqda, yə'ni əyrinin radiusu  $r$  çox böyük olduqda qradient küləyin hesablanması geostrofik küləyin hesablanması ilə əvəz oluna bilər. Əyrilik böyük olduqda ( $r < 300 \text{ km}$ ) onun tə'sirini nəzərə almaq lazımdır. Bu məqsədlə xüsusi qradient xətkəşdən istifadə etmək əlverişlidir.

3. Atmosferdə həqiqi külək həm qradient, həm də geostrofik küləkdən fərqlənir. Bu, yalnız sürtünmə qüvvəsinin tə'sirilə deyil, eyni zamanda atmosfer hərəkətlərinin qeyri-stasionarlığı ilə əlaqədardır.

Həqiqi küləyi iki toplananın cəmi şəklində göstərmək olar:

$$u = u_g + u', \quad v = v_g + v' \quad (3.15)$$

burada  $u'$  və  $v'$  - sürətin meyillidir ki, bunlar aşağıdakı şəkildə ifadə oluna bilər:

$$\left. \begin{aligned} u' &= -\frac{1}{\ell} \frac{dv}{dt} \approx -\frac{1}{\ell} \left( \frac{\partial v_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial v_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial v_g}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial v_g}{\partial p} \right) \\ v' &= \frac{1}{\ell} \frac{du}{dt} \approx \frac{1}{\ell} \left( \frac{\partial u_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial u_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial u_g}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial u_g}{\partial p} \right) \end{aligned} \right\} \quad (3.16)$$

burada  $\tilde{w} = \frac{dp}{dt}$  - hava hissəciyinin şaquli istiqamətdə yerdəyişməsini xarakterizə edir.

Yerə yaxın təbəqədə həqiqi küləyin orta sür'əti aşağıdakı düsturla təqribi olaraq qiymətləndirilə bilər:

$$\left. \begin{aligned} V &= 0,7 V_g & (\text{dəniz}) \\ V &= 0,55 V_g & (\text{quru}) \end{aligned} \right\} \quad (3.17)$$

Yer səthi yaxınlığında verilmiş barik qradiyentə (Pa/100km) görə 35-65° ş.e. üçün həqiqi küləyi aşağıdakı düsturla hesablamaq təklif edilmişdir:

$$\left. \begin{aligned} V &= \frac{3,7}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n} & (\text{dəniz}) \\ V &= \frac{2,3}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n} & (\text{quru}) \end{aligned} \right\} \quad (3.17')$$

4. Termik külək dedikdə iki səviyyədə geostrofik külək sür'ətlərinin vektorial fərqi, yə'ni aşağı səviyyədən yuxarı səviyyədə keçdikdə geostrofik külək vektorunun artımı başa düşülür. Termik küləyin sür'əti nisbi topoqrafiya xəritələrində qradiyent xətkəsin köməyilə müəyyən oluna bilər və ya aşağıdakı düsturlarla hesablanabilir:

$$\left. \begin{aligned} V_T &= \frac{1}{\ell} \frac{\partial H_{P_2}}{\partial n} \\ V_T &= \frac{1}{\ell} \frac{\Delta z}{T} \frac{\partial T}{\partial n} \end{aligned} \right\} \quad (3.18)$$

Termik külək izotermə toxunan istiqamətdə elə yönəlir ki, soyuqluq sahəsi şimal yarımkürəsində solda, cənub yarımkürəsində isə sağda qalır.

Termik küləyi həmçinin aşağıdakı düsturla da hesablamaq olar:

$$\bar{V}_{P_2} = \bar{V}_{P_1} + \bar{V}_T \quad (3.19)$$

burada  $P_1$  – aşağı səviyyədə təzyiq,  $P_2$  – yuxarı səviyyədə təzyiqdır, *Cərəyan xətlərinin çəkilməsi. Aparıcı axın qaydası.* Cərəyan xətləri verilmiş anda külək sahəsini xarakterizə edir. Ani külək vektorları bu xəttə toxunanlardır, hava hissəciyinin trayektoriyası (yolu) isə onun müəyyən zaman fasiləsindəki ardıcıl vəziyyətləridir. Cərəyan xətləri və trayektoriyalar o zaman üst-üstə düşür ki, verilmiş barik sahə yerini dəyişməsin. Barik sahədə cərəyan xəttinin vəziyyəti həqiqi küləyə görə müəyyən olunur.

Hava hissəciyinin trayektoriyası nəinki üfqi, həm də şaquli toplanana malikdir. Praktiki olaraq hissəciyin yalnız üfqi proyeksiyası təyin edilir.

Hissəciyin trayektoriyasına görə hava kütləsinin öz termohiçrometrik xassələri ilə (temperaturun, şəh nöqtəsi və başqa kəmiyyətlərin köçürülməsi) «haradan» və «haraya» hərəkət etməsini müəyyən etmək olar. Hava kütləsinin xassələrinin köçürülmə sür'əti havanın hərəkət sür'ətinə bərabər qəbul edilir.

İzobarların, tsiklonların, antitsiklonların, cəbhələrin, həmçinin izallobarların, izallohipslerin, izallotermaların və başqalarının köçürülmə sür'əti  $S$ , bir qayda olaraq, küləyin sür'ətinə bərabər olmur, yəni

$$S = kV \quad (3.20)$$

Bu halda «hissəciyin trayektoriyası» anlayışı mənasını itirir və yerdəyişmə istiqaməti aparıcı axın qaydası üzrə müəyyən edilir. Aparıcı axın dedikdə 4-6 km hündürlükdə dayanıqlı hava axınları başa düşülür. Adətən,  $V$ -nin qiymətlərinə  $AT_{700}$  və ya  $AT_{500}$  xəritələrində baxılır. Bu halda (3.20) düsturunda  $k$  -nin orta qiymətləri uyğun olaraq 0,8 və 0,6-dır.  $k$  -nin qiymətləri  $AT_{700}$  və ya  $AT_{500}$  xəritələrində  $V$ -nin qiymətlərindən asılıdır. Bununla belə  $V$ -nin eyni qiymətlərində müxtəlif günlərdə  $k$  -nin qiymətləri onun orta qiymətlərindən xeyli fərqlənə bilər. Buna görə aparıcı axın qaydası (burada ifadə olunduğu şəkildə) kifayət qədər etibarlı deyildir. Bundan başqa tsiklon və antitsiklonların inkişafının son mərhələlərində yerə yaxın və yüksəklik mərkəzləri o qədər bir-birinə yaxın olur ki, bu halda yerə yaxın mərkəzlərin yerdəyişməsinin proqnozu üçün aparıcı axın qaydasından istifadə etmək çətinləşir.

V.İ. Buşuk təklif etmişdir ki, aparıcı axın dedikdə bütün troposferin və stratosferin xeyli hissəsinin sür'ətlər sahəsinin orta vektor cəmi başa düşülməlidir və aşağıdakı düsturdan istifadə olunmalıdır:

$$V_g = \frac{1}{\ell} \frac{\partial \bar{H}}{\partial n} \quad (3.21)$$

burada  $\bar{H}$  - izobarik səthlərin geopotensial hündürlüklərinin ortalaşdırılmış qiymətidir.

Aşağı və orta barik sistemlər üçün

$$\bar{H} = \frac{H_{850} + H_{700} + H_{500} + H_{300}}{4} + H_{1000}^{300} \quad (3.22)$$

yüksək barik sistemlər üçün isə

$$\bar{H} = \frac{H_{850} + H_{700} + H_{500} + H_{300} + H_{200} + H_{100}}{6} + H_{1000}^{100} \quad (3.22')$$

qəbul edilir.

$\bar{H}$ -nın qiymətləri xəritə blankına köçürülür və izoxətlər çəkilir. Tsiklonun mərkəzinin yerdəyişmə istiqamətini tapmaq üçün aşağıdakı qaydadan istifadə olunur.  $\bar{H}$  izoxətlərinə iki normal çəkilir: biri tsiklonun mərkəzindən, o biri isə tsiklonun ön hissəsində 200 km-ə yaxın məsafədən. Bu normalardan hər birinə tsiklonun mərkəzindən və ön hissəsindən keçən perpendikulyar xətlər keçirilir. Bu xətlər arasındakı aralıq istiqamət tsiklonun mərkəzinin gələcək sutkalarda yerdəyişmə istiqamətini göstərəcək. Təqribi olaraq bu istiqamət tsiklonun mərkəzindən keçən  $\bar{H}$  izohipsinin istiqamətilə üst-üstə düşür.

*Təzyiqin lokal (yerli) dəyişmələrinin təhlilində istifadə olunan əsas münasibətlərdən biri müstəvi (ikiölçülü) Eyler operatorudur:*

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + C_x \frac{\partial}{\partial x} + C_y \frac{\partial}{\partial y} \quad (3.23)$$

burada  $\frac{d}{dt}$  - hava hissəciyinin baxılan xassələrinin zamana görə dəyişməsini xarakterizə edən tam törəmədir;

$\frac{\partial}{\partial t}$  - həmin xassələrin fəzasının hər hansı bir qeyd olunan nöqtəsində zamana görə dəyişməsini xarakterizə edən lokal törəmədir;  $\frac{\partial}{\partial x}$  və  $\frac{\partial}{\partial y}$  - x və y oxları üzrə

qradient toplananlarıdır;  $C_x$  və  $C_y$  - koordinat oxları üzrə sürət toplananlarıdır.

Eyler operatoru kinematik münasibət kimi dəyişmələrin səbəbi sualına cavab vermir, lakin hava xəritəsində olan kəmiyyətlər üzrə başqa kəmiyyətləri hesablamağa və ya qiymətləndirməyə imkan verir.

Barik sahənin səciyyəvi xətlərinin və nöqtələrinin əsas xassələrini aşağıdakı tənliklərlə ifadə etmək olar:

izobarlar üçün

$$p = p(x, y, t) = const$$

izallobar üçün  $\frac{\partial p}{\partial t} = P_t(x, y, t) = \text{const}$

barik çuxur və təpənin oxu üçün  $\frac{\partial p}{\partial x} = P_x(x, y, t) = 0$

cəbhə xətti üçün  $P_1(x, y, t) - P_2(x, y, t) = 0$

tsiklon, antitsiklon və təzyiq yəhərinin mərkəzi üçün  $P_x(x, y, t) = P_y(x, y, t) = 0$

Bu ifadələrdə  $x$  oxunun izobara, izallobara, təzyiq çuxuru və ya təzyiq təpəsinin oxuna və cəbhə xəttinə normal,  $y$  oxunun isə onlara toxunan istiqamətdə yönəldiyi qəbul edilmişdir.

$\frac{dp}{dt} = 0$  qəbul edərək və yazılmış tənliklərə Eyler operatorunu tətbiq edərək yerdəyişmə sür'ətini hesablamaq üçün düsturlar ala bilərik (Petersen düsturları):

$$\left. \begin{array}{l} \text{izobar üçün} \\ \text{izallobar üçün} \\ \text{təzyiq çuxuru və təpəsinin oxu üçün} \\ \text{cəbhə xətti üçün} \\ \text{tsiklon, antitsiklon və təzyiq yəhərinin} \\ \text{mərkəzləri üçün} \end{array} \right\} \begin{array}{l} C_x = -\frac{P_t}{P_x}, \\ C_{xx} = -\frac{P_{tt}}{P_{tx}}, \\ C_x = -\frac{P_{xt}}{P_{xx}}, \\ C_x = -\frac{P_{1t} - P_{2t}}{P_{1x} - P_{2x}}, \\ C_x = -\frac{P_{xt}}{P_{xx}}, C_y = -\frac{P_{yt}}{P_{yy}}. \end{array} \quad (3.24)$$

(3.24) düsturlarında  $C_x$  və  $C_y$  - sür'ətin  $x$  və  $y$  oxları üzrə proyeksiyalardır, törəmələr isə aşağıdakı kimi işarə olunmuşdur:

$$P_x = \frac{\partial p}{\partial x}, \quad P_{xt} = \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t} \quad \text{və s.}$$

#### IV. HAVA KÜTLƏLƏRİ VƏ CƏBHƏLƏRİN TƏHLİLİ

Atmosferdə, üfq istiqamətdə xassələri yavaş dəyişən bir-cins hava kütlələri ilə bərabər, cəbhə ayırıcısı və atmosfer cəbhəsi adlanan dar keçid zonaları da müşahidə edilir. Bu keçid zonalarının uzunluğu yüz kilometrərlə ölçülür, eni isə orta hesabla 50 km-dir, bəzən isə 100 km-ə çatır, bəzən 4-6 km təşkil edir. Kifayət qədər kiçik miqyaslı sinoptik xəritələrdə belə keçid zonaları cəbhə xətti və ya sadəcə cəbhə adlanan xətlər şəklində sxematik olaraq göstərilir.

Nisbətən bircins hava kütlələrinin xassələrinin təhlili adətən çətin deyildir. Ona görə də burada atmosfer cəbhələrinin təhlilinə əsas fikir veriləcəkdir. Bununla belə, hər bir atmosfer cəbhəsi müxtəlif hava kütləsini ayırdığından cəbhənin hər iki tərəfindəki hava kütlələrinin xassələrini də təhlil etmək lazım gəlir. Bu cür təhlil aşağıdakı sxem üzrə aparılır:

1) isti və ya soyuq hava kütləsinə görə tutduğu coğrafi vəziyyəti, əvvəlki və sonrakı yerdəyişmə istiqamətini göstərmək;

2) hava xəritəsinə əsasən hava kütləsinin dayanıqlığını qiymətləndirmək (buludların forması, yağıntılardan növü, duman olub-olmaması və onun tipi);

3) atmosferin zondlanma nəticələrinə görə və ya yer səthi ilə 850 hPa-lıq səviyyə, həmçinin 850 hPa və 700 hPa səviyyələri arasındakı təbəqədə orta şaquli qradiyentləri hesablamaqla hava kütləsinin dayanıqlığını qiymətləndirmək;

4) verilmiş hava kütləsinin çevrilmə (transformasiya) istiqamətini qiymətləndirmək (yerə yaxın təbəqədə temperaturun və hava kütləsinin dayanıqlığının dəyişməsinə görə).

Cəbhələrin təhlili, bir qayda olaraq, kifayət qədər təcrübəli sinoptiklər üçün də müəyyən çətinlik törədir. Bu isə cəbhə zonasında tək-cəbhə şəraitinin müxtəlifliyi ilə əlaqədar olmayıb, həm də keçid zonasının eni, buradakı hava kütlələrinin xassələri və yerli şəraitin təsiri ilə əlaqədardır. Əsas çətinlik ondan ibarətdir ki, hava kütlələrinin qarşılıqlı təsirinin nəticəsi olan keçid zonası bəzi hallarda kəskin ifadə olunur, bəzi hallarda isə zəif nəzərə çarpır.

Cəbhə zonalarının təhlilinin böyük təcrübəvi əhəmiyyəti olduğunu qeyd etmək lazımdır. Təcrübə göstərir ki, havanın kəskin və təhlükəli dəyişmələrinin çoxu cəbhələrlə əlaqədardır.

Cəbhə ayırıcılarına nəzəri planda kəsilmə səthi kimi baxılır. Bu halda cəbhə zonasında havanın sıxlığının, temperaturunun, külək vektorunun və başqa kəmiyyətlərin sıçrayışla dəyişməsi müşahidə edilir. Bununla belə havanın təzyiqli cəbhədə bu cür dəyişməyə

məruz qalmır, çünki belə sıçrayışda təzyiqin sonsuz böyük qradientləri və uyğun olaraq küləyin böyük sürətləri baş verməlidir ki, bu da cəbhə səthinin özünün varlığını qeyri mümkün edir. Təzyiq sahəsinin kəsilməzliyi yalnız dağ maneələri yaxınlığında pozula bilər. Buna görə də cəbhə səthinin tənliyini aşağıdakı şəkildə yazmaq olar:

$$P_1(x, y, z) = P_2(x, y, z) \quad (4.1)$$

burada  $P_1$  və  $P_2$  – qərarlaşmış cəbhə səthinin verilmiş nöqtəsinə soyuq hava və ya isti hava kütləsi tərəfdən yaxınlaşdıqda təzyiqlərdir. Qərarlaşmış cəbhə səthinin meyl bucağının düsturu aşağıdakı şəkildədir:

$$\operatorname{tg} \alpha = - \frac{\frac{\partial P_1}{\partial x} - \frac{\partial P_2}{\partial x}}{\frac{\partial P_1}{\partial z} - \frac{\partial P_2}{\partial z}} \quad (4.2)$$

(4.2) düsturunda  $\frac{\partial P_1}{\partial z}$  və  $\frac{\partial P_2}{\partial z}$  - statika tənliyinin köməyiylə dəyişərək və  $P = \rho RT$  hal tənliyindən istifadə edərək alırıq:

$$\operatorname{tg} \alpha = - \frac{RT_1 T_2 \left( \frac{\partial P_1}{\partial x} - \frac{\partial P_2}{\partial x} \right)}{gp (T_2 - T_1)} \quad (4.2')$$

Qərarlaşmış və yavaş hərəkət edən cəbhə səthlərinin meyl bucaqlarını, hətta aşağı enliklərdə də qiymətləndirmə üçün bu düsturdan istifadə etmək olar. Bunun üçün  $x$  oxunu cəbhəyə perpendikulyar olaraq yönəldib  $\frac{\partial P_1}{\partial x}$  və  $\frac{\partial P_2}{\partial x}$  -i sonlu fərqlər şəklində hesablamaq lazımdır.

Orta enliklər üçün (4.2) ifadəsi hərəkət tənliliklərinin köməyiylə çevrilərək aşağıdakı şəkllə düşür:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{g} \frac{T_2 V g_1 - T_1 V g_2}{T_2 - T_1} \quad (4.2'')$$

yaxud:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi \cdot \bar{T}}{g} \frac{\Delta V}{\Delta T} \quad (4.2''')$$



Bu ifadələrdə  $V_{g_1}$  və  $V_{g_2}$  – geostrofik küləyin sürətləri;  $\varphi$  – enlik;  $\Delta V$  və  $\Delta T$  – cəbhə səthi ilə ayrılan hava kütlələrində sür'ətlər və temperaturlar fərqi.

(4.2'') və (4.2''') düsturları, ciddi desək, küləyin geostrofik küləyə yaxın olduğu səviyyələrdə tətbiq oluna bilər. Bununla belə,  $\Delta V$  küləyin cəbhəyə toxunan toplananlarının fərqi kimi götürüldükdə hava xəritələrinə görə aparılmış hesablamalar da kafi nəticələr verir.

Cəbhə səthinin stansiyalar arasından keçib-keçməməsi məsələsinin aydınlaşdırılmasında külək sahəsindən təcrübədə istifadə etmək məqsədilə aşağıdakı qaydanı tətbiq etmək əlverişlidir; cəbhə sahəsində hava dövrünü həmişə tsiklonik olmalıdır (yə'ni şimal yarımkürəsində saat əqrəbinin əksi, cənub yarımkürəsində isə saat əqrəbi istiqamətdə olmalıdır).

Cəbhə səthlərini təhlil etmək üçün mümkün olan bütün mə'lumatdan istifadə etmək lazımdır. Təzyiq və külək sahəsindən başqa cəbhə səthlərinin ən vacib xarakteristikaları buludluluq, yağıntı, barik tendensiya və temperatur sahələridir. Cəbhələrin təhlilində əlavə olaraq keçmiş hava haqqında mə'lumatları və düşən yağıntıların miqdarını nəzərə almaq lazımdır. Sür'ətlə hərəkət edən və ensiz buludluluq və yağıntı zolağı olan soyuq cəbhələrin təhlilində həmin kəmiyyətlər böyük rol oynayır.

Əsas cəbhə səthlərinin təhlilində  $OT_{1000}^{500}$  nisbi topoqrafiya xəritələri əhəmiyyətli dərəcədə kömək edir. Elə bu xəritələr troposferin aralarında cəbhə ayrıcı səthləri olan istilik və soyuqluq mənbələrinin yerini və intensivliyini aşkar etməyə imkan verir. Beləliklə,  $OT_{1000}^{500}$  xəritələrinin köməyi ilə hansı rayonlarda cəbhə səthlərinin olduğunu tapmaq mümkündür. Lakin bu halda cəbhələrin yerini müəyyən edilməsində dəqiqlik kifayət deyildir.

Cəbhə ayrıcı səthləri  $AT_{850}$  xəritələrində yaxşı müşahidə edilir. Bu səviyyə (1,5km) yer səthindən kifayət qədər uzaqdır, ona görə də burada temperatur təzadları yerüstü hava xəritələrinə nisbətən daha aydın görünür. 850 hPa-lıq səthdə külək geostrofik küləyə kifayət qədər yaxındır. Bu isə cəbhə səthini aşkar etmək üçün külək əlamətlərindən istifadə etməyə imkan verir. 1,5km hündürlükdə şəh nöqtəsi çatızmazlığının qiymətləri quru və rütubətli hava kütlələri ilə əhatə olunan sahələri tapmağa imkan verir ki, bu da cəbhələrin təhlilinə köməklik göstərir.  $AT_{850}$  xəritələrinin köməyi ilə bir çox hallarda əsas cəbhələri aşkar etmək olur. Lakin bu halda da onların

yerinin tapılma dəqiqliyi kifayət qədər deyildir. Bu ilk növbədə aeroloji stansiyalar şəbəkəsinin kifayət qədər çıx olmaması ilə əlaqədardır.

700 və 500 hPa-lıq səthlərdə cəbhələr yaxşı müşahidə olunmur. Bu hündürlüklərdə yalnız kəskin cəbhələri aşkar etmək mümkündür.

Cəbhələrin təhlili üçün ən vacibli material yerüstü hava xəritəsidir. Müşahidə mə'lumatları atmosferin halını hərtərəfli xarakterizə edir. Xüsusilə, buludluluq və onun dəyişmələri, yağıntılar və başqa hava hadisələri haqqında mə'lumatlar daha vacibdir. Yerüstü hava xəritəsinin barik topoqrafiya xəritələri ilə müqayisədə üstünlüyü başlanğıc mə'lumatlar verən stansiyalar şəbəkəsinin sıxlığındadır, bu mə'lumatların tezliyində və böyük həcmindədir. Bundan başqa yerə yaxın təbəqədə sürtünmənin tə'siri nəticəsində cəbhə zonasının eni 850 hPa-lıq səviyyədəkindən iki dəfə kiçikdir. Bütün bunlar cəbhələrin vəziyyətini yerüstü hava xəritələrində daha dəqiq aşkar etməyə imkan verir.

Atmosfer cəbhələrinin təhlilində radiolokasiya müşahidələrinin və Yer in meteoroloji peykləri ilə aparılan müşahidələrin əhəmiyyəti daha böyükdür.

Atmosferdə havanın dəyişmələri ilə xarakterizə olunan kifayət qədər ensiz və kəskin ifadə olunan cəbhə zonaları olduqda təhlildə yerüstü hava xəritələrindən istifadə etmək daha əlverişlidir. Bu halda hündürlüklərdə cəbhələrin vəziyyəti aşağı təbəqədə cəbhələrin vəziyyətinə uyğun olaraq müəyyən edilir,  $OT_{1000}^{500}$  xəritəsi isə təhlilin düzgünlüyünü yoxlamağa imkan verir. Cəbhələrin təhlilində həm yerüstü xəritələrin, həm də barik topoqrafiya xəritələrinin mə'lumatlarından, mümkün olduqda isə Yer in meteoroloji peyklərinin çəkdiyi buludluluq şəkillərindən də istifadə olunur.

Hər bir cəbhə növü onu başqa növ cəbhələrdən fərqləndirən əlamətlər kompleksi ilə xarakterizə edilir. Məsələn, isti cəbhə üçün cəbhə önündə  $Ns - As - Cs - Ci$  buludlar sistemi səciyyəvidir, özü də yerüstü hava xəritəsində cəbhə xəttindən nisbətən uzaqda  $Ci - Cs$  buludları yerləşir, adi yağıntılar verən  $Ns$  buludları isə bilavasitə cəbhə xəttinin qarşısında eni 300km-ə qədər olan zolaq əmələ gətirir.

Soyuq cəbhələr üçün  $Cb$  buludları və bilavasitə cəbhə xətti qarşısında ensiz zolaqda leysan yağıntılar səciyyəvidir, lakin başqa bulud formaları da ola bilər.

Okklyuziya cəbhələri həm isti, həm də soyuq cəbhənin əlamətlərini özündə birləşdirir. Cəbhə arxasındakı hava kütləsi cəbhə qarşısından daha isti olduqda isti okklyuziya cəbhəsi adı isti cəbhəyə oxşardır; cəbhə arxasındakı hava kütləsi cəbhə qarşısından daha soyuq olduqda isə soyuq okklyuziya cəbhəsi adı soyuq cəbhəyə oxşardır.

Okklyuziya cəbhələrini aşkar etmək üçün prosesin tarixindən başqa  $OT_{1000}^{500}$  xəritələrindən də istifadə olunur. Okklyuziya cəbhələrinə aşağı və orta troposferdə nisbətən ensiz istilik təpəsi uyğun gəlir.

Cəbhələrin təhlili məsələsi təkcə onların bütün mümkün səviyyələrdə aşkar edilməsindən ibarət deyildir. Həmçinin cəbhənin yerdəyişmə istiqamətini müəyyən etmək lazımdır, çünki bunsuz onların növünü müəyyən etmək olmur. Aşağı səviyyə üçün cəbhənin yerdəyişmə sür'ətini müəyyən etmək vacibdir. Bu məsələnin həllində ən adi üsul külək və temperatur sahələri haqqında mə'lumatlardan istifadə etməkdir. Üfq köçürmələrin cəbhənin hər iki tərəfində temperaturun paylanması ilə tutuşdurulması əksər hallarda cəbhənin hərəkət istiqamətini, yəni cəbhənin işarəsini düzgün tə'yin etməyə imkan verir. Hər bir hava kütləsində axınlar cəbhə xəttinə paralel olduğu hallarda cəbhəyə kvaziqərarlaşmış cəbhə kimi baxılır.

Atmosferin aşağı təbəqələrində cəbhələrin yerdəyişmə istiqaməti geostrofik külək modelindən istifadə etməklə və hava kütlələrinin yerdəyişməsini nəzərə almaqla qiymətləndirilir. Təcrübə göstərir ki, cəbhələr yerüstü xəritənin izobarları üzrə və ya  $AT_{850}$  xəritələrinin köməyi ilə müəyyən edilmiş geostrofik küləyin cəbhəyə normal olan toplananı istiqamətdə hərəkət edirlər. İsti cəbhələrin yerdəyişmə sür'əti geostrofik küləyin cəbhəyə normal olan toplananının 0,5-0,6 hissəsini təşkil edir. Soyuq cəbhələr üçün bu əmsal adətən 0,9-1,0-dir.

Bir çox hallarda yerə yaxın təbəqədə külək sürünmə qüvvəsinin tə'siri altında geostrofik və ya qradiyent küləkdən güclü sürətdə fərqlənir. Belə hallarda cəbhələrin yerdəyişməsini onların iki ardıcıl vəziyyətlərini müqayisə və sonrakı yerdəyişməsini ekstrapolyasiya etməklə qiymətləndirmək daha yaxşıdır. Bu cür üsul kafi nəticələr verir və ondan təcrübədə istifadə etmək olar.

## V. TSİKLON VƏ ANTİTSİKLONLARIN TƏHLİLİ

Tsiklonlar və antitsiklonlar hava xəritələrində aşkar edilən əsas barik sistemlərdir; onların əmələ gəlməsinin, inkişafının və yerdəyişməsinin proqnozu hava pronozlarında birinci dərəcəli əhəmiyyətə malikdir.

Tsiklonlar və antitsiklonların təhlili sinoptik vəziyyət təhlilinin əsas hissəsidir və bunun nəticəsində böyük miqyaslı proseslərin fiziki təbiətinin düzgün başa düşülməsinə müvəffəq olunur.

Bu barik sistemlərin təhlilidə aşağıdakıları nəzərə almaq lazımdır:

1. Qeyri-tropik tsiklonların və antitsiklonların əmələ gəlməsi və inkişafı böyük kinetik enerji ehtiyatlarına malik olan yüksək cəbhə zonaları və şırnaq axınları ilə sıx əlaqədardır.

2. Tsiklonlar və antitsiklonlar bir sıra inkişaf mərhələlərindən keçir. Bir mərhələdən başqasına keçdikdə tsiklon və antitsiklonun termobarik sahəsi, üfqi və şaquli quruluşu əhəmiyyətli dərəcədə dəyişir.

Tsiklonlar və antitsiklonlar ilk inkişaf mərhələsində, bir qayda olaraq, alçaq barik sistemlərdən ibarət olur, yəni  $AT_{850}$  xəritəsində yerüstü mərkəzə yalnız təzyiç çuxuru (tsiklon üçün) və ya təzyiç təpəsi (antitsiklon üçün) uyğun gəlir. Bəzən yaranmağa başlayan tsiklon və ya antitsiklonun mərkəzi yaxınlığında  $AT_{850}$  xəritəsində də qapalı izohisplər olan mərkəz qeyd edilir. Bununla belə bir çox hallarda əvvəlki hava xəritələrinin təhlili nəticəsində bu yüksək mərkəzin sonrakı inkişaf mərhələsində olan başqa tsiklon və antitsiklonla əlaqədar olmasını müəyyən etmək mümkündür.

Tsiklonun isti bölməsini təşkil edən nisbətən bircins isti hava kütləsində izotermilər kifayət qədər aralıdır, isti cəbhə qarşısında və soyuq cəbhə arxasında isə sıxdır. Bu cür böyük üfqi qradientləri zonası elə yüksək cəbhə zonasıdır. Buna adətən oxu  $AT_{300}$  və  $AT_{200}$  xəritələrində daha yaxşı aşkar olunan şırnaq axını uyğun gəlir. Təzə tsiklonun mərkəzi şırnaq axınının oxundan sağda yerləşir. Tsiklonun arxasında və çox zaman onun uzaq ön hissəsində izotermilər çuxura-benzər əyrilik almaqla soyuq çuxuru əmələ gətirir.  $AT_{700}$  xəritəsində təzə tsiklon üzərində soyuq çuxuru yaxınlığında izohisplər adətən təzyiç çuxuru əmələ gətirir və isti bölmə tərəfə getdikcə əyrilikləri azalır. Nəticədə  $AT_{700}$  xəritəsində isti bölmə üzərində izohisplər təqribən düzxətlidir və tsiklonun ön hissəsində tsiklonik əyrilik

antitsiklonik əyriliklə əvəz olunmaqla ayrılırlar. Təzə tsiklonun arxasında isə tərsinə, izohiplərin antitsiklonik əyriliyi tsiklonik əyriliklə əvəz olunaraq yaxınlaşması müşahidə edilir.

Troposferin termobarik sahəsinin bu cür quruluşu təzə tsiklonun ön və mərkəzi hissələrində təzyiğin aşağı düşməsinə, onun arxa hissəsində isə təzyiğin artmasına əlverişli şərait yaradır. İsti cəbhə önündə təzyiğin qapalı aşağı düşmə sahəsinin, soyuq cəbhə arxasında isə artma sahəsinin formalaşması həmçinin temperaturun advektiv dəyişmələri ilə sıx əlaqədardır. Asanlıqla görüldüyü kimi  $AT_{700}$  xəritəsində izohiplərin və izotermərin ( $OT_{1000}^{500}$  xəritəsində izohiplərin) qarşılıqlı vəziyyəti elədir ki, tsiklonun ön hissəsində isti adveksiya (uyğun olaraq termik amil hesabına təzyiğin aşağı düşməsi) və tsiklonun arxa hissəsində soyuq adveksiya (uyğun olaraq termik amil hesabına təzyiğin artması) təmin olunur. Sıfır adveksiya xətti izohiplərin və izotermərin paralel olduğu yerlərdəki nöqtələrdən, yəni tsiklonun isti bölməsinin ortasından və mərkəzindən keçir. Bu xətdən sağda hətta isti bölmədə isti adveksiya, solda isə soyuq adveksiya müşahidə edilir.

Tsiklonun sonrakı inkişafında  $AT_{700}$  xəritəsində təzyiç qururunun qapalı izohiplər görünməyə başlayır, yəni qapalı tsiklonik dövrən daha böyük hündürlüklərə yayılır. Nəticədə tsiklon alçaq barik sistemdən yüksək barik sistemə çevrilir. Tsiklonun mərkəzinin ilk coğrafi vəziyyəti hava xəritəsində və  $AT_{700}$  və ya  $AT_{500}$  xəritələrində əhəmiyyətli dərəcədə fərqlənir. Yüksəklik mərkəzi yerüstü mərkəzə nisbətən bir neçə yüz kilometr soyuq sahə tərəfə, yəni tsiklonun arxası tərəfə yerini dəyişir. Tsiklonun daha sonrakı, çox zaman maksimal inkişaf mərhələsində yerüstü və AT xəritələrindəki mərkəzlərinin coğrafi vəziyyəti praktiki olaraq üst-üstə düşür. Tsiklonun mərkəzi yaxınlığında  $OT_{1000}^{500}$  xəritəsində aşkar edilən soyuq sahə yerləşir. Termobarik sahənin bu cür quruluşunda tsiklonun mərkəzində təzyiğin aşağı düşməsinə səbəb olan amillərin təsiri kəsilir və atmosferin yerə yaxın təbəqəsində mərkəzə fasiləsiz hava axınının təsiri nəticəsində tsiklon dolmağa başlayır. Tsiklonun son inkişaf mərhələsində mərkəzi üzərində aparıcı hava axını olmadığından belə tsiklon azhərəkətli hala gəlir.

Tsiklonun inkişaf prosesində onun cəbhə quruluşu da dəyişir ki, bu da isti və soyuq cəbhələrin birləşməsi nəticəsində okklyuziya cəbhəsinin əmələ gəlməsində özünü daha aydın göstərir.

Yeri meteoroloji peyklərinin müşahidələri göstərir ki, okklyuziyaya uğramış tsiklonun bulud sistemi mərkəzə doğru burulan spiral şəklini alır.

Dolan tsiklonlar bəzən regenerasiya edir, yəni yenidən dərinləşməyə başlayır. Antitsiklonlar da bir sıra inkişaf mərhələlərindən keçir. Başlanğıc inkişaf mərhələsində antitsiklonun yuxarı mərkəzinə  $AT_{500}$  xəritəsində təzyiq təpəsi uyğun gəlir, yəni başlanğıc mərhələdə antitsiklon, tsiklon kimi, alçaq barik sistem olur, həm də yüksək təzyiq təpəsi antitsiklonun yuxarı mərkəzinə nisbətən daha isti hava kütləsi tərəfə yerini dəyişir.

Antitsiklon inkişaf etdikcə daha böyük hündürlüklərə yayılır, yəni  $AT_{500}$  və daha yüksək səviyyə xəritələrində daha çox sayda qapalı antitsiklonik izohiplər əmələ gəlir. Eyni zamanda temperaturun advektiv dəyişmələrinin və havanın aşağıya doğru hərəkətlərinin təsiri altında antitsiklonun mərkəzi hissəsində qapalı istilik sahəsi yaranır. Nəticədə sonrakı inkişaf mərhələlərində antitsiklon yüksək isti barik sistemə çevrilir, özü də antitsiklonun yuxarı mərkəzinin,  $AT_{700}$  və ya  $AT_{500}$  xəritələrindəki mərkəzlərinin və  $OT_{1000}^{500}$  xəritəsindəki isti sahə mərkəzinin coğrafi vəziyyətləri getdikcə yaxınlaşır. Belə antitsiklon hərəkətsiz hala gəlir və dağılmağa başlayır, çünki onun mərkəzi hissəsində təzyiqin artmasına səbəb olan amillərin təsiri dayanır və yerə yaxın təbəqədə antitsiklonun mərkəzində fasiləsiz hava axını təzyiqi azaldır.

Antitsiklonlar da tsiklonlar kimi regenerasiyaya məruz qala bilər ki, bu halda onların qalma müddəti 10 gün və daha çox olur.

3. Qeyri-tropik tsiklonlar adətən yeni bir cəbhədə inkişaf edən 3-5 tsiklon ailəsi təşkil edir. Bu ailənin birinci üzvü dolan tsiklon mərhələsində olduqda sonuncu üzvü cəbhə dalgası mərhələsində ola bilər. Tsiklonlar ailəsi əyani olaraq yarımkürələr xəritəsində, həm də tez-tez nisbətən məhdud ərazi xəritəsində aşkar edilir.

4. Tsiklon və antitsiklonların mərkəzlərinin proyeksiyaları çox müxtəlif ola bilər. Bununla belə onların qərbdən şərqə orta yer-dəyişməsi üstünlük təşkil edir ki, bu da atmosferin ümumi dövrəni sistemində hava kütlələrinin əsas köçürülmə istiqamətinə uyğun gəlir.

$AT_{500}$  xəritəsində izohiplər təqribən paralellər boyunca yerləşdikdə və tsiklonlar və antitsiklonlar qərbdən şərqə hərəkət etdikdə atmosfer proseslərinin zonal tipi haqqında danışmaq olar.

Bir sıra rayonlarda  $AT_{500}$  xəritəsində izohipslər, meridianlar boyunca uzanırsa, onda tsiklonların və ya antitsiklonların trayektoriyaları da bu rayonlarda daha çox meridional toplanana malik olur. Bu halda atmosfer proseslərinin meridional tipi aşkar edilir.

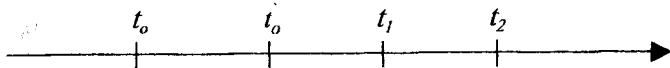
Meridional tipli prosesdə tsiklonların trayektoriyası (şimal yarımkürəsində) şimaldan və ya şimal-qərbdən cənuba və ya cənub-şərqə, həmçinin cənubdan və ya cənub-qərbdən şimala və ya şimal-şərqə (cənub tsiklonları) yönəlir. Bəzən cənub tsiklonlarının cənub-şərqdən şimal-qərbə olan trayektoriyası da müşahidə edilir. Meridional tipli proseslərdə antitsiklonların trayektoriyaları şimal-qərbdən cənub-şərqə (normal və ya polyar oxlar) və şimal-şərqdən cənub-qərbə (ultrapolyar oxlar) yönəlir. Antitsiklonların bu cür trayektoriyalar üzrə hərəkəti materik üzərində soyuqlaşmaya səbəb olur.

## VI. METEOROLOJİ PROQNOZLARIN TƏSNİFATI

Atmosferin gözlənilən vəziyyətinin təsvirini *meteoroloji proqnoz* adlandırmaq qəbul olunmuşdur.

Proqnozu hazırlamaq üçün lazım olan məntiqi və riyazi əməliyyatlar ardıcılığı *proqnoz alqoritmi* adlanır (*alqoritm* – hər hansı bir məsələnin həllinin ardıcılıq qaydasıdır). Bu zaman istifadə olunan müşahidə materialları isə başlanğıc məlumatlar adlanır.

Aşağıdakı anlayışları daxil edirik:



1) başlanğıc an ( $t_0$ ) – nəticələri başlanğıc məlumatlara daxil edilən son müşahidə müddəti;

2) proqnozun hazır olduğu an ( $t_0$ ) – proqnozun işlədiciyə verilmək üçün hazır olduğu an;

3) proqnoz dövr ( $t_2 - t_1$ ) – proqnozda atmosferin gözlənilən vəziyyətinin göstərildiyi dövr;

4) proqnoz vaxtı – proqnozun hazır olduğu andan ( $t_0$ ) proqnoz dövrünə qədər olan zaman fasiləsi.

$t_0 - t_0$  – zaman fasiləsi başlanğıc məlumatların yığılmasının təşkilindən, istifadə olunan hesablama texnikasının imkanlarından və proqnoz alqoritmi ilə əlaqədar olmayan başqa səbəblərdən əhəmiyyətli

yətli dərəcədə asılı olduğundan müxtəlif üsulların təkmilləşmə dərəcələrini müqayisə etdikdə çox zaman proqnoz vaxtı  $t_0$  anından hesablanır.

Vaxtlarından asılı olaraq meteoroloji proqnozlar *qısamüddətli* (36 saata qədər) və *uzunmüddətli* (36 saatdan çox müddətli) proqnozlara ayrılır. Sinoptik meteorologiya kursunda yalnız qısamüddətli proqnozlara baxılır. Uzunmüddətli proqnozların hazırlanma üsulları müəyyən xüsusiyyətlərə malikdir ki, bunlar «uzunmüddətli hava proqnozlarının üsulları» kursunda öyrənilir.

Qısamüddətli proqnozlara *sutkalıq*, *operativ* proqnozlar və *tufan xəbərdarlığı* aiddir. Sutkalıq proqnozlar adətən cari sutkanın 18-19 saatlarına qədər olan dövr üçün (proqnoz dövrünün gecə və gündüz yarısı üçün ayrılıqda) hazırlanır. Operativ proqnozlar uçuş dövrü, hər hansı təsərrüfat işlərinin görülmə dövrü və s. üçün tələb olunan proqnoz vaxtı ilə hazırlanır. Tufan xəbərdarlığı – təhlükəli və xüsusi təhlükəli atmosfer hadisələri haqqında xəbərdarlıq, əvvəlki proqnozlarda həmin hadisələrin proqnoz edilib-edilməməsindən asılı olmayaraq tərtib edilir.

Proqnozların tə'sir müddəti qurtarana qədər, lazım gəldikdə, onlara uyğun düzəlişlər verilə bilər.

Meteoroloji proqnozlar *məntəqə üzrə* (şəhər, aerodrom və s.), *rayon üzrə* (coğrafi və ya inzibati), *marşrut üzrə* (təyyarə yolu, dəmir yolu və s.) proqnozlara ayrılır.

*Ümumi tə'yinatlı proqnozlar* geniş işlədici dairəsinin istifadəsi üçün hazırlanır. Bu cür proqnozlara, məsələn, əhali üçün qəzetlərdə dərc olunan və radio və televiziya ilə verilən hava proqnozları aiddir. Bu proqnozlarda gözlənilən buludluluq, yağıntılar, xüsusi hava hadisələri, külək və havanın temperaturu haqqında mə'lumat verilir.

*Xüsusi proqnozlar* konkret işlədici üçün onun fəaliyyət xüsusiyyətini nəzərə almaqla hazırlanır. Məsələn, aviasiya proqnozlarında görünüşü pisləşdirən hadisələrə və buludluğa xüsusi diqqət verilir, dəniz proqnozlarında külək kəmiyyətlərinə, kənd təsərrüfatı proqnozlarında yağıntılar və temperatura xüsusi diqqət verilir.

Proqnoz edilən meteoroloji kəmiyyət və hadisənin növündən asılı olaraq proqnozlar *kəmiyyət* və *keyfiyyət* proqnozlarına ayrılır.

*Kəmiyyət proqnozları* elə proqnozlara deyilir ki, onların xətaları müəyyən bir ədədlə qiymətləndirilə bilsin; qalan hallarda proqnozlar *keyfiyyət proqnozları* hesab olunur. Məsələn, havanın maksimal temperaturunun proqnozu kəmiyyət proqnozu, çünki



onun qabaqcadan hesablanmış qiyməti ilə olmuş qiyməti arasında fərq ədədlə qiymətləndirilə bilər; buludların formasının proqnozu isə keyfiyyət proqnozudur, çünki qabaqcadan müəyyən edilən topa buludluluqla müşahidə edilən laylı buludluluq arasındakı fərq müəyyən bir ədədlə qiymətləndirmək mümkün deyil.

*Proqnoz mə'lumatından istifadənin optimal planı* hava proqnozlarında atmosferin gözlənilən vəziyyəti haqqında verilən mə'lumatlar meteoroloji mə'lumat işlədiciləri tərəfindən uyğun dövrdə onların fəaliyyətini planlaşdırdıqda istifadə olunur. Proqnozu nəzərə alan və maksimal effektivliyi təmin edən iş planı proqnoz mə'lumatından istifadə edilmənin *optimal planı* adlanır.

İşlədicinin xüsusiyyətindən və həll edilən məsələdən asılı olaraq onun fəaliyyətinin effektivliyi maddi məsəflərlə, verilən işə sərf olunan vaxtla, buraxılan məhsulun dəyəri ilə və başqa kriteriyalarla qiymətləndirilir. Xalq təsərrüfatının bir sıra sahələri və Silahlı qüvvələrin müxtəlif növləri üçün belə effektivlik kriteriyaları gözlənilən və olmuş hava şəraitindən asılıdır.

Məsələn, dəmir yolunun hər hansı bir hissəsində güclü qar yağmamışdan əvvəlki dövrdə lazımi hazırlıq işləri (qartəmizləyən texnika və s.) görülmüşdürsə, onda güclü qar yağması nəticəsində hazırlıq işlərinə çəkilən xərci nəzərə almaqla dəmir yoluna dəyən zərər xeyli az olacaqdır. Digər tərəfdən əgər güclü qar yağmırsa və hazırlıq işləri görülmüşdürsə, onda çəkilən xərclər hədəf gedir.

İşlədicinin (məsələn, dəmir yolu idarəsinin) hazırlaşdığı hava şəraitini gözlənilən hava şəraiti adlandırmağı şərtləşək və qəbul edək ki, gözlənilən və olmuş hava şəraitinin mümkün olan halların hər biri üçün xərclər (ziyan) müəyyən edilmişdir (cədvəl 5.1)

### Xərclər cədvəli

*cədvəl 5.1*

Gözlənilən hava şəraiti	Olmuş hava şəraiti		
	qar	yağış	yağıntısız
Qar	$\Delta_{11}$	$\Delta_{12}$	$\Delta_{13}$
Yağış	$\Delta_{21}$	$\Delta_{22}$	$\Delta_{23}$
Yağıntısız	$\Delta_{31}$	$\Delta_{32}$	$\Delta_{33}$

Tutaq ki, dəmiryol idarəsinin aldığı proqnoza görə yolun hər hansı bir hissəsində  $P_{11}$  ehtimalı ilə güclü qar gözlənilir; yağış yağması ehtimalı  $P_{12}$ , yağıntısız olma ehtimalı  $P_{13}$ -dür. Bu halda işlədici mümkün olan üç iş planından birini seçməlidir: 1) proqnoza inanmaq

və qar yağmasına hazırlaşmaq; 2) yağış yağmasına hazırlaşmaq; 3) yağıntısız havaya hazırlaşmaq.

Əgər effektivlik kriteriyası olaraq xərclər götürülərsə, onda elə plan optimal olur ki, ehtimal olunan xərclərin minimum olmasını təmin etsin. Baxılan misalda ehtimal olunan xərclər (onların riyazi gözləməsi) aşağıdakı kimi olar:

İşlədici qar yağmasına hazırlaşdıqda

$$\bar{\Delta}_q = \Delta_{11}P_{11} + \Delta_{12}P_{12} + \Delta_{13}P_{13},$$

işlədici yağış yağmasına hazırlaşdıqda

$$\bar{\Delta}_y = \Delta_{21}P_{11} + \Delta_{22}P_{12} + \Delta_{23}P_{13},$$

yağıntısız havaya hazırlaşdıqda

$$\bar{\Delta} = \Delta_{31}P_{11} + \Delta_{32}P_{12} + \Delta_{33}P_{13}.$$

Göstərilən proqnozda optimal plan  $\bar{\Delta}_q, \bar{\Delta}_y, \bar{\Delta}$  kəmiyyətlərinin ən kiçiyinə uyğun olan plandır.

Ümumi halda xərcləri  $\Delta_{ij} (i = 1, 2, \dots, \ell; j = 1, 2, \dots, \ell)$  ilə, proqnozda göstərilən  $j$ -cu hava halının baş verməsi halının  $P_j$  ilə işarə etsək, onda müxtəlif iş planlarında gözlənilən xərcləri aşağıdakı cəm şəklində yazmaq olar:

$$R_i = \sum_{j=1}^{\ell} \Delta_{ij} P_j, \quad i = 1, 2, \dots, \ell$$

Verilmiş P paylanması üçün  $R_i$  - nin minimum olmasını təmin edən plan optimal plandır.

Proqnoz məlumatından bütün xalq təsərrüfatı miqyasında optimal istifadə olunması böyük iqtisadi effekt verə bilər.

*Proqnoz üsuluna qoyulan əsas tələblər.* Hal-hazırda müxtəlif hava kəmiyyətlərinin çoxlu sayda proqnoz üsulları mövcuddur. Bunların bir hissəsi artıq sınaqdan çıxmış və sinoptik təcrübədə geniş tətbiq edilir, bir hissəsi faktik material üzərində hələ də yoxlanılır və nəhayət, bir hissəsi də hazırlanma mərhələsindədir. Bu elmin inkişafının təbii prosesidir. Meteoroloq bu və ya başqa üsulun proqnoz effektini qiymətləndirməyi və qoyulan məsələyə uyğun olaraq səmərəli həll seçməyi bacarmalıdır.

Seçilmiş üsul aşağıdakı tələblərə cavab verməlidir:

1. Hər hansı bir hava kəmiyyətinin proqnozu həm bilavasitə başlanğıc müşahidə materialları (1-ci növ proqnoz), həm də bə'zi başqa meteoroloji kəmiyyətlərin proqnoz materialları (2-ci növ proqnoz) əsasında tərtib edilə bilər.

1-ci növ proqnoza misal olaraq müəyyən müddət üçün geopotensial və temperaturun müşahidə edilmiş başlanğıc qiymətləri əsasında izobarik səthlərin hündürlüklərinin qabaqcadan hesablanmasını göstərmək olar. 2-ci növ proqnoza isə buludluluq və küləyin proqnozundan istifadə edərək temperaturun proqnozunu misal gətirmək olar.

2. Proqnoz üsulu kifayət qədər obyektiv olmalıdır. Başqa sözlə, eyni bir üsuldan və başlanğıc mə'lumatlardan istifadə edən iki sinoptik eyni bir nəticə almalıdırlar. Bu tələbi ən çox ödəyən barik sahənin riyazi proqnozudur.

Proqnozların müvəffəqiyyəti nəinki seçilən üsulun effektivliyindən və sinoptiki nəzərə hazırlıq səviyyəsindən, həmçinin onun iş təcrübəsindən, rayonun coğrafi və iqlim xüsusiyyətlərini bilməsindən, bu təcrübəni və biliyi işdə tətbiq etmək bacarığından da asılıdır.

3. Proqnoz üsulu faktik material vasitəsilə sınaqdan keçirilməlidir, həm də onun nəinki təkcə effektivliyini, həmçinin tətbiq olunma sərhədlərini (ilin fəsli, coğrafi rayon, başlanğıc sinoptik şəraiti və s.) müəyyən etmək lazımdır.

4. Proqnozların effektivliyi meteoroloji və aeroloji ölçmələrin (müşahidələrin) dəqiqliyindən çox asılıdır.

5. Meteoroloji kəmiyyətlərin proqnozunda gözlənilən qiymətin düşdüyü interval (qradasiya) göstərilir. Məsələn, temperatur  $15^{\circ}\text{S}$ -dən  $18^{\circ}\text{S}$ -yə qədər, küləyin sür'əti 4-7 m/san və s. Bu intervalların seçilməsində işlədicinin tələbatı və proqnoz üsulunun imkanları nəzərə alınmalıdır.

## VII. SİNOPTİK VƏZİYYƏT PROQNOZU

*Sinoptik vəziyyət* dedikdə verilmiş anda hava xəritəsində göstərilən atmosfer proseslərinin yığılı başa düşülür.

Sinoptik vəziyyət proqnozu hava kütlələrinin, atmosfer cəbhələrinin, tsiklon və antitsiklonların yerdəyişmə və evolyusiyasının proqnozundan ibarətdir.

Xalq təsərrüfatını atmosfer proseslərinin ümumi kəmiyyətləri deyil, müəyyən meteoroloji kəmiyyətlərin gözlənilən qiymətləri daha çox maraqlandırır. Ona görə də sinoptik vəziyyət proqnozu köməkçi rol oynamaqla hava proqnozunun ilk hazırlıq mərhələsi hesab edilir.

Hər bir hava kütləsinə və ya cəbhəsinə müəyyən hava tipi uyğundur. Tsiklon və antitsiklonlarda və onların müxtəlif bölmələrində hava şəraiti fərqlidir. Sinoptik vəziyyəti və onun dəyişmələrini qabaqcadan müəyyən etməklə hər hansı bir rayonda havanın ümumi vəziyyəti qabaqcadan müəyyən edilir.

Deməli, proqnozun ikinci mərhələsi – hava şəraitinin proqnozu sinoptik vəziyyət proqnozu ilə sıx əlaqədədir.

Hava proqnozunun düzgünlüyü barik sistemlərin istiqamətinin və yerdəyişmə sürətinin proqnozunun dəqiqliyi ilə müəyyən edilir.

Barik sistemlərin yerdəyişməsinin proqnozu üçün bir sıra üsullar mövcuddur. Aparıcı hava axını üzrə yerdəyişmə üsulunun tədqiqinə N.P.Lujnaya (1958), V.İ.Buşuk (1953, 1958, 1969), N.Q.Leonov (1961), A.P.Poloxov (1972), A.N.Mertsalov (1973), L.S.Orlovanın (1960) işləri həsr olunmuşdur. Yer səthi yaxınlığında barik sistemlərin yerdəyişməsi  $AT_{700}$  və ya  $AT_{500}$  xəritələrindəki aparıcı axını nəzərə almaqla proqnozu üçün bir sıra keyfiyyət qaydaları təklif edilmişdir.

Qoşa izallobar üsulu Petersonun L.S.Qandin (1955), S.S.Klyuçarev (1956) tərəfindən təkmilləşdirilmiş düsturları ekstrapolyasiya üsulları qrupunu əmələ gətirir. A.P.Poloxovun (1971, 1972) və A.N.Mertsalovun (1964, 1969, 1970, 1973) üsullarının əsasını ekstrapolyasiya üsulu, aparıcı axın qaydası təşkil edir.

N.P.Lujnayanın (1959) üsulu antitsiklonların yerdəyişməsinin proqnozu üçün 500mb-lıq səthdə antitsiklonun ön və arxa hissələrində temperatur fərqinin dəyişməsinin nəzərə almaqla ortalaşdırılmış geopotensial sahədən istifadə edilməsinə əsaslanmışdır.

*Tsiklon və antitsiklonların yerdəyişməsinin ekstrapolyasiya üsulu ilə proqnozu.* Sinoptik praktikada tsiklonların və antitsiklonların yerdəyişməsinin proqnozu üçün müxtəlif ekstrapolyasiya düsturları və qaydaları tətbiq edilir. Barik sistemlərin yerdəyişməsinin orta təcili sabit qəbul etməklə bir sutkalıq proqnozun tərtib edilməsində ekstrapolyasiya düsturu aşağıdakı şəkildədir:

$$L_{+24} = 5L_2 - 3L_1 \quad (7.1)$$

burada  $L_{+24} - t_0 \div (t_0 + 24 \text{ caam})$  müddətində tsiklonun (və ya antitsiklonun) mərkəzinin gözələnən yerdəyişmə vektorudur;  $L_2$  və  $L_1 - (t_0 - 12 \text{ caam}) \div t_0$  və  $(t_0 - 24 \text{ caam}) \div (t_0 - 12 \text{ caam})$  müddətlərində tsiklonun (və ya antitsiklonun) həmin mərkəzinin əvvəlki yerdəyişmə vektorlarıdır.

Bu (7.1) düsturunun tətbiq edilməsi aşağıdakı hallarda məqsədəuyğundur: 1)  $L_1$  və  $L_2$  vektorları kifayət qədər dəqiqliklə müəyyən edildikdə; 2) bu vektorlar bir-birindən fərqli olduqda.

Yuxarıdakı hallardan heç biri ödənilmədikdə tsiklon və antitsiklonun yerdəyişməsinin orta sür'ətini sabit götürməklə alınan ekstrapolyasiya düsturları yaxşı nəticələr verir:

$$L_{+24} = 8L_{-3} \quad (7.2)$$

$$L_{+24} = 2L_{-12} \quad (7.3)$$

$$L_{+24} = L_{-24} \quad (7.4)$$

burada  $L_{-24}$ ,  $L_{-12}$  və  $L_{-3}$  - tsiklonun (və ya antitsiklonun) mərkəzinin  $(t_0 - 24 \text{ caam}) \div t_0$ ,  $(t_0 - 12 \text{ caam}) \div t_0$  və  $(t_0 - 3 \text{ caam}) \div t_0$  müddətlərində yerdəyişmə vektorlarıdır.

Həmin (7.2) düsturunun müvəffəqiyyətli tətbiqinin zəruri şərti  $L_{-3}$  vektorunun yüksək dəqiqliklə təyin edilməsidir. Tsiklonun (və ya antitsiklonunu) yerə yaxın mərkəzinin yerdəyişmə vektorunun toplananları üçün daha dəqiq ekstrapolyasiya düsturu (L.S.Qandın düsturu) aşağıdakı kimidir:

$$\left. \begin{aligned} L_{x+24} &= \frac{A^2}{P_0 - P_1} \frac{\Delta P_1}{\Delta x} \\ L_{y+24} &= \frac{B^2}{P_0 - P_1} \frac{\Delta P_1}{\Delta y} \end{aligned} \right\} \quad (7.5)$$

burada  $A$  və  $B - P_1 = \text{const}$  izobarı vasitəsilə əhatə edilmiş ellipsin böyük və kiçik oxlarıdır;  $P_0$  - tsiklonun mərkəzində təzyiqdır;  $\frac{\Delta P_1}{\Delta x}$  və  $\frac{\Delta P_1}{\Delta y}$  - ellipsin böyük və kiçik oxları istiqamətində barik tendensiya qradientinin toplananlarıdır.

*Tsiklonların (və ya antitsiklonların) yerdəyişməsinin aparıcı hava axını qaydası ilə proqnozu.* Operativ proqnoz işində aparıcı axını müəyyən etmək üçün  $AT_{700}$  və ya  $AT_{500}$  xəritələrindən istifadə edilir. Onda:

$$C = 0,8V_{700}$$

və ya

$$C = 0,6V_{500} \quad (7.6)$$

burada  $C$  – tsiklonun (və ya antitsiklonun) yerə yaxın mərkəzinin yerdəyişmə sür'əti vektorudur.  $V_{700}$  və  $V_{500}$  – 700 və 500 hPa-lıq səthlərdə uyğun külək sür'ətləri vektorlarıdır.

Aparıcı axın qaydasının proqnoz üçün istifadə olunması proqnoz müddəti üçün  $V_{700}$  və yaxud  $V_{500}$  vektorlarının hesablanmış qiymətləri üzrə  $C$  vektorunun tapılmasından ibarətdir.  $V_{700}$  və  $V_{500}$  geostrofik yaxınlaşmada proqnozlaşdırılmış  $AT_{700}$  ( $AT_{500}$ ) xəritələri üzrə müəyyən edilə bilər.

Proqnoz əməliyyatları aşağıdakı ardıcılıqla yerinə yetirilir:

a) başlanğıc  $AT_{700}$  və yaxud  $AT_{500}$  xəritəsində tsiklonunu (və ya antitsiklonun) yerə yaxın mərkəzinin vəziyyəti qeyd edilir;  
 b) (7.6) düsturu ilə barik mərkəzin yerdəyişməsinin  $C_0$  başlanğıc sür'əti hesablanır;

v) xəritənin miqyasını nəzərə almaqla barik mərkəzin  $t_0 \div (t_0 - 12 \text{ caam})$  müddətindəki gözlənilən yerdəyişməsinin trayektoriyası qurulur və qəbul edilir ki, bu yerdəyişmə  $AT$  xəritəsinin uyğun izohipsi boyunca  $C_0$  sür'əti ilə baş verir.

Trayektoriyanın bu cür təyin olunmuş hissəsində küləyin sür'əti əhəmiyyətli dərəcədə dəyişirsə, onda düsturda (7.6) orta kəmiyyətlərə keçmək lazımdır. Bu hissədə barik sahənin kiçik miqyaslı meyilləri addımı 500-1000km olan nöqtələrdə geopotensial hündürlüklərin qiymətlərini ortalaşdırmaqla hamarlaşdırmaq mümkündür. Bu ortalaşdırma üçün coğrafi şəbəkədən istifadə olunursa, onda  $\bar{H}_{\varphi, \lambda}$ -nın hesablanmasında aşağıdakı düstur tətbiq edilir:

$$\bar{H}_{\varphi, \lambda} = 0,25(H_{\varphi, \lambda-5} + H_{\varphi, \lambda+5} + H_{\varphi-5, \lambda} + H_{\varphi+5, \lambda}) \quad (7.7)$$

q) 12 saatlıq trayektoriyanın sonuncu nöqtəsinin vəziyyəti hesablanmış  $AT$  xəritəsində qeyd olunur, oxşar olaraq

$(t_0 + 12 \text{ caam}) \div (t_0 + 24 \text{ caam})$  müddətində barik mərkəzin dəyişmə trayektoriyası qurulur.

$AT_{700}$  və  $AT_{500}$  xəritələrindən istifadə etməklə aparıcı axın qaydası üzrə tərtib edilən proqnozların müvəffəqiyyətliyi orta hesabla eynidir: bu səviyyələrdə hava axınları müxtəlif olan hallarda proqnozların müvəffəqiyyəti də müxtəlif olur.

*Tsiklon və antitsiklonların yerdəyişmə istiqamətinin ekstra-polyasiya üsulu ilə proqnozu. Qoşa izallobar qaydası.* Tsiklonun (və ya antitsiklonun) yerə yaxın mərkəzi həmin tsiklonun (və ya antitsiklonun) izallobar sahələrinin mərkəzlərini birləşdirən xəttə paralel olaraq təzyiqin azaldığı (artdığı) tərəfə yerini dəyişir. Bu qayda o halda tətbiq olunur ki, hər iki izallobar sahəsi aydın olsun və onların mərkəzləri dəqiq mə'lum olsun.

Əgər barik sistemlə yalnız bir izallobar sahəsi əlaqədardırsa, onda yerdəyişmə istiqaməti izobarların formasından və barik sistemin mərkəzindən çəkilmiş izallobar qradiyentinin istiqamətindən asılıdır.

Aşağıdakı iki keyfiyyət qaydasından istifadə olunur:

a) dairəviyə yaxın izobarları olan tsiklonlar (və ya antitsiklonlar) izallobar qradiyenti istiqamətində yerini dəyişirlər;

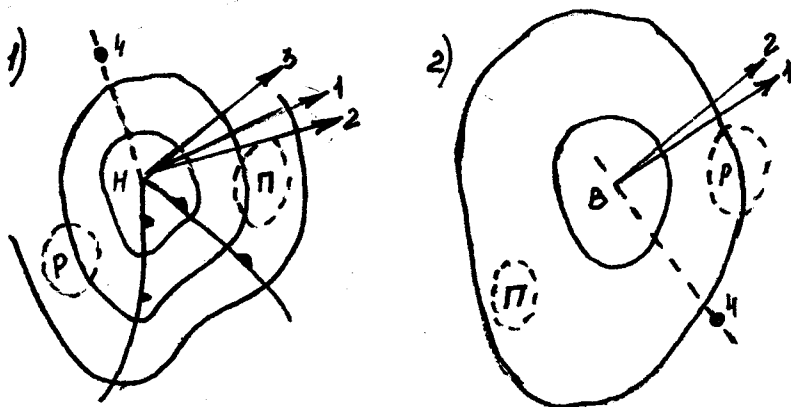
b) elliptik izobarları olan tsiklonlar (və ya antitsiklonlar) izallobar qradiyentlə ellipsin böyük oxu arasındakı istiqamət üzrə yerini dəyişir.

Yerdəyişmə sür'əti izallobar qradiyenti ilə düz mütənasib, barik sahənin ayrılığı ilə tərs mütənasibdir.

*Oxun meyl qaydası.* Tsiklonun (və ya antitsiklonun) yerə yaxın mərkəzi yüksəklik oxunun proyeksiyasına, yə'ni tsiklonun (və ya antitsiklonun) yerüstü xəritədə və  $AT_{700}$  xəritəsində mərkəzlərinin coğrafi vəziyyətlərini birləşdirən xəttə perpendikulyar olaraq yerini dəyişir. Özü də bu halda yüksəklik mərkəzi solda (və ya sağda) qalır. Bu qayda o zaman özünü doğruldur ki, yüksəklik oxunun proyektisiyası  $OT_{1000}^{500}$  xəritəsində üfqi temperatur qradiyenti ilə üst-üstə düşsün.

*İsti bölmə izobarları qaydası.* Tsiklonun yerə yaxın mərkəzi isti bölmə izobarlarına paralel olaraq yerini dəyişir və özü də bu izobarlar sağda qalır.

Bu qayda o zaman özünü doğruldur ki, isti bölmənin izobarları  $OT_{1000}^{500}$  xəritəsinin izohipləri ilə üst-üstə düşsün, yə'ni bütün troposferdə külək isti bölmənin izobarları ilə eyni istiqamətli olsun.



Şək. 7.1 Tsiklon (1) və antitsiklonun (2) yerdəyişmə istiqamətinin tə'yini

Şekillərdə (şək.7.1 və şək.7.2) 1 - qoşa izallobar, 2 - oxun meyli, 3 - isti bölmənin izobarları qaydaları üzrə yerdəyişmə istiqamətlərini göstərir. Burada 4 -  $t_0$  anında  $AT_{700}$  xəritəsində mərkəzin vəziyyətidir.

Barik topoqrafiya xəritələri olmadıqda bu qaydanı böyük barik qradiyentlər və isti bölmədə düzxətli və paralel izobarlar halında tətbiq etmək olar.

## VIII. KÜLƏYİN VƏ ONUNLA ƏLAQƏDAR OLAN HAVA HADİSƏLƏRİNİN PROQNOZU

*Küləyin yerə yaxın təbəqədə proqnozu.* Bu proqnozun əsasını verilmiş rayonda və ya məntəqədə proqnoz dövründə tə'siri gözlənilən tsiklonun (və ya antitsiklonun) bölməsi üzrə başlanğıc hava xəritəsindəki külək haqqında mə'lumatlar təşkil edir. Proqnozu dəqiqləşdirmək üçün aşağıdakıları nəzərə almaq lazımdır:

1) tsiklonun dərinləşməsi və ya antitsiklonun dolması ilə əlaqədar olaraq barik qradiyentin dəyişməsi; bu halda nəzərə almaq



lazımdır ki, barik qradientin ən böyük dəyişmələri baxılan rayonda və qonşu rayonda təzyiq dəyişmələri əks işarəli olduqda və yeni barik sistemlər əmələ gəldikdə baş verir;

2) hava kütləsinin dayanıqlığının ümumi dəyişməsi; hava kütləsinin dayanıqsızlığının artması ilə yerə yaxın təbəqədə külək güclənir, istiqaməti isə geostrofik küləyin istiqamətinə yaxınlaşır;

3) atmosfer cəbhə xətti keçdikdə küləyin güclənməsi;

4) küləyin sutkalıq gedişi (gündüz güclənməsi, gecə zəifləməsi);

5) yerli küləklər; xüsusilə, dəniz limanı, dağ aşırımı və s. rayonlarında müəyyən istiqamətli küləyin güclənməsi.

Çoxillik müşahidələrə əsasən tərtib edilmiş proqnoz qrafiklərindən istifadə etmək daha faydalıdır. Belə qrafikin bir oxu üzərində barik qradientin müşahidə edilmiş qiymətləri (və ya izobarlar arasındakı məsafələr), o biri oxu üzərində isə küləyin müşahidə edilmiş sür'ətləri (və ya

$k = \frac{V}{Vg}$  nisbəti) göstərilir. Sonra isə orta xətt keçirilir.

*Hündürlüklərdə küləyin proqnozu.* Küləyin aşağıdakı kəmiyyətləri ən böyük təcrübə əhəmiyyətə malikdir:

1) küləyin şaquli profili – verilmiş məntəqə üzərində küləyin sür'əti və istiqamətinin hündürlüyə görə paylanması;

2) məntəqə üzərində küləyin maksimal sür'əti (maksimal külək), onun istiqaməti və bu sür'ətin müşahidə edildiyi hündürlük;

3) külək qradientinin şaquli profili – küləyin qradientlərinin hündürlüyə görə paylanması;

4) küləyin üfqi profili – verilmiş hündürlükdə küləyin sür'ət və istiqamətinin marşrut üzrə paylanması;

5) maksimal külək sahələrinin (MKS) coğrafi vəziyyəti və intensivliyi;

6) şırnaq axınlarının (ŞA) oxlarının coğrafi vəziyyəti və hündürlüyü.

Hündürlüklərdə küləyin proqnozununun tərtib edilməsində başlanğıc material kimi atmosferin külək tədqiqatlarının nəticələrindən və barik topoqrafiya xəritələrindən istifadə olunur.

Hal-hazırda yuxarıda göstərilən kəmiyyətlərin proqnozunun ümumi metodikası yoxdur. Ona görə də fərdi qaydalardan və qanunauyğunluqlardan geniş istifadə olunur;

1) Ətalət proqnozları.

Sərbəst atmosferdə külək və onun kəmiyyətlərinin dəyişməsi bir qayda olaraq, tədricən baş verir. Zaman fasiləsi kiçik olduqca dəyişmə də kiçik olur. Bu hal külək ölçüldükdən sonra kiçik zaman fasilələrində küləyin proqnoz qiymətini ölçmə anındakı qiymətə bərabər qəbul etməyə imkan verir (ətalət proqnozu).

Başlanğıc mə'lumatların proqnoz qiymətləri kimi istifadə olunanda bildiyi zaman fasiləsi başlanğıc mə'lumatların yararlılıq müddəti adlanır.

Başlanğıc mə'lumatların yararlılıq müddəti nəinki kəmiyyətin özünün dəyişkənliyindən həmçinin mə'lumatlara tələb olunan dəqiqlikdən də asılıdır. Tələb olunan dəqiqlik az olduqca yararlılıq müddəti artır və tərsinə.

## 2) Statistik proqnoz.

Küləyin bir sıra kəmiyyətlərinin (sür'əti, sür'ət qradienti və s.) dəyişməsi təsadüfi toplananla bərabər sisteməlik toplanana malikdir. Sisteməlik toplanan nəzərə almaqla proqnoz hər hansı bir kəmiyyətin statistik olaraq öyrənilməsi əsasında yerinə yetirilir və ona görə də statistik proqnoz adlanır.

Kiçik zaman fasiləsinlə külək kəmiyyətlərinin dəyişməsinə təsadüfi qərarlaşmış proses kimi baxaraq sisteməlik dəyişməni aşağıdakı düsturla hesablamaq olar:

$$x(\tau) = \bar{x} + r_x(\tau)[x(0) - \bar{x}] \quad (8.1)$$

burada  $x(\tau)$  - verilmiş kəmiyyətin ən böyük ehtimallı qiyməti;  $\bar{x}$  - həmin kəmiyyətin orta çoxillik (iqlim) qiyməti;  $x(0)$  - kəmiyyətin başlanğıc andakı qiyməti;  $r_x(\tau)$  - avtokorrelasiya funksiyasıdır.

Kiçik zaman fasilələri üçün  $r_x(\tau)$  müsbət olduğundan (8.1) tənliyindən alınır ki,  $x(0) > \bar{x}$  olduqda  $x(\tau)$  kəmiyyəti azalmağa,  $x(0) < \bar{x}$  olduqda isə artmağa meyillidir. Yalnız  $x(0) = \bar{x}$  olan hallarda  $x(\tau) = \bar{x}$  olur.

Statistik proqnozu tərtib etmək üçün kəmiyyətin iqlim qiymətini ( $\bar{x}$ ) və avtokorrelasiya funksiyasının ( $r_x(\tau)$ ) qiymətini bilmək lazımdır. Bunlardan birincisi iqlim sorğu kitablarında verilir, ikincisi isə verilmir. Sonuncu hal üsulun tətbiqini məhdudlaşdırır.

*Məntəqə üzərində və marşrut üzrə küləyin istiqaməti və sürətinin proqnozu.* Bu cür proqnozlar hidrotermodinamika tənlikləri üzrə elektron hesablama maşınlarının (EHM) köməyiylə qabaqcadan hesablanmış barik topoqrafiya xəritələri vasitəsilə tərtib edilir. Qa-

baqcadan hesablamalar adətən saat 12, 18 və 24 müddətlərində 850, 700, 500, 400, 300 və 200 mb-lıq izobarik səthlərdə, təxminən 1, 5, 3, 5, 7, 9 və 12 km səviyyələri üçün aparılır.

Proqnoz edilmiş barik topoqrafiya xəritələri üzrə küləyin qabaqcadan hesablanması qradiyent küləyin istiqamət və sür'ətinin tə'yin olunmasından ibarətdir. Bunun üçün aşağıdakıları yerinə yetirmək lazımdır:

a) proqnoz müddətinə və veilmiş hündürlüyə uyğun olan barik topoqrafiya xəritəsi seçilir;

b) seçilmiş xəritədən verilmiş rayon üçün qradiyent xətkəşinin köməyilə geostrofik küləyin sür'əti  $V_g$ , nomogramın köməyilə isə izohipslərin əyrilik radiusu 3000 km-dən çox və yaxud geostrofik küləyin sür'əti 60km/saatdan az olarsa, onda küləyin proqnoz sür'əti olaraq geostrofik küləyin tapılmış qiyməti qəbul edilir.

v) əgər əyrilik radiusu 3000 km-dən az, geostrofik küləyin sür'əti isə 60km/saat-dan böyük olarsa, onda onların qiymətlərinə görə izohipslərin əyriliyindən asılı olaraq geostrofik sür'ətdən qradiyent sür'ətə keçmək üçün  $k$  əmsalı müəyyən edilir;

$$V = kV_g$$

Küləyin proqnoz istiqaməti olaraq izohipslər toxunanın istiqaməti qəbul edilir.

q) əgər verilmiş hündürlük izobarik səthin hündürlüyündən çox fərqlənirsə, onda həmin hündürlükdə qradiyent külək iki bir-birinə yaxın izobarik səth arasında interpolyasiya yolu ilə müəyyən edilir.

Böyük məsafəli hava yolları üçün küləyin və eləcə də başqa meteoroloji kəmiyyətlərin proqnozu yolun ayrı-ayrı hissələri üzrə tərtib olunur.

*Şırnaq axınlarının oxlarının yerdəyişməsinin proqnozu.* Bu proqnoz adətən  $AT_{300}$  xəritəsinin mə'lumatları üzrə şırnaq axınlarının oxlarının orta hava axını istiqamətdə yerdəyişməsinə qəbul etməyə əsaslanır. Meridian üzrə addımı  $7,5^\circ$ , enlik üzrə  $10^\circ$  olan nöqtələr şəbəkəsi götürüldükdə orta mə'lumatlara görə yaxşı nəticələr alınır. Şırnaq axınının oxu üzərində O nöqtəsinin yerdəyişməsinin meridio-nal  $C_{mer}$  və zonal  $C_{zon}$  toplananları aşağıdakı reqressiya tənliklərinin köməyilə hesablanır:

$$C_{\text{мер}} = 0,1[(H_3 - H_1) + (H_5 - H_4) + (H_8 - H_6)] = \text{dərəcə/24 saat}$$

$$= 0,1[(H_3 + H_5 + H_8) - (H_1 + H_4 + H_6)]$$

$$C_{\text{зоп}} = 0,1[(H_6 - H_1) + (H_7 - H_2) + (H_8 - H_3)] = \text{dərəcə/24 saat}$$

$$= 0,1[(H_6 + H_7 + H_8) - (H_1 + H_2 + H_3)]$$

$C_{\text{мер}}$  toplanının müsbət qiyməti yerdəyişmənin şimala, mənfi qiyməti cənuba olduğunu göstərir.  $C_{\text{zon}}$  toplanının müsbət qiyməti yerdəyişmənin şərq, mənfi qiyməti qərb istiqamətində olduğunu göstərir. 0,1 əmsalı Avropa, Qərbi Sibir və Qazaxıstan üçün alınmışdır. Başqa rayonlar üçün həmin əmsalın qiyməti bir qədər fərqli ola bilər.

$C_{\text{мер}}$  və  $C_{\text{zon}}$  vektorlarını uyğun olaraq meridian və paralel üzrə ayıraraq və onların cəmini tapıb O nöqtəsinin proqnoz vəziyyətini müəyyən edirik. Koordinat başlanğıcının (O nöqtəsi) şırnaq axınının oxu boyunca yerini dəyişərək, həmin hesablamaları o biri nöqtələr üçün də aparmaq olar. Beləliklə, alınmış nöqtələri birləşdirərək şırnaq axınının proqnoz vəziyyətini alırıq.

*Maksimal külək sahələrinin (MKS) proqnozu.* MKS-nin proqnozu adətən bu sahələrin mərkəzlərinin yerdəyişməsinin proqnozuna gətirilir. MKS-nin mərkəzlərinin yerdəyişmə proqnozu şırnaq axınlarının səciyyəvi nöqtələrinin yerdəyişməsinin yuxarıda göstərilən proqnozu kimi tərtib edilir.

*Qasırğaların proqnozu.* Qasırğa zamanı küləyin sür'əti gradient sür'ətindən böyük olur və çox vaxtlarda 20-40m/san çatır. Qasırğanın baş verməsi tufan və leysanla müşayiət olunan güclü  $S_b$  buludlarının inkişafı ilə əlaqədardır.

Qasırğalar qısamüddətli olur, çox zaman bir neçə dəqiqə ərzində keçir, lakin təhlükəlidir, keçdikləri yerdərdə böyük dağıntı yaradır.

Kütlədaxili qasırğalar tufan inkişafında isti dayanıqsız rütubətli hava kütləsi üçün səciyyəvidir.

Cəbhə qasırğaları ən çox soyuq cəbhə və soyuq okklyuziya cəbhəsi ilə əlaqədardır. Qasırğalar, xüsusilə, cəbhə dalğasının isti bölməsinin təpəsi yaxınlığında tez-tez əmələ gəlir.

Aşağıdakı sinoptik şəraitlərdə qasırğanın baş verməsi proqnoz edilə bilər:

1) yayda şimal-şərqdən cənub-qərbə və yaxud şimaldan cənuba istiqamətlənmiş dalğalı soyuq cəbhənin yavaş-yavaş yerdəyişməsi;

2) yüksək barik çuxurun ön hissəsində (adətən şərq) və yaxud yüksək barik təpənin arxa hissəsində (kütlədaxili qasırğalarda) nisbətən zəif cənub və yaxud cənub-qərb axınlarının ayrılması (izohipslərin dağılması);

3) şırnaq axını zonasında küləyin xeyli zəifləməsi və izohipslərin dağılması; bütün cəbhə qasırğaları praktiki olaraq şırnaq axınının antitsiklonal tərəfində müşahidə olunur;

4) yerə yaxın təbəqədə bircins hava kütləsində xüsusi rütubətliyin böyük (10 q/kq və daha çox) olması;

5) hava kütləsinin rütubətli dayanıqsız olması ( $\gamma > \gamma_{ra}$ );

6) soyuq cəbhə önündə yüksək temperaturun (30°S və daha çox) olması və soyuq cəbhə arxasında təzyiqin xeyli artması (3-5 hPa/3 saat və daha çox).

B.Y.Peskov və A.İ.Snitkovski soyuq cəbhə keçdikdə (cəbhə xətti proqnoz məntəqəsinin qarşısında 200km-dən kiçik və arxasında 100km-dən kiçik məsafədə olduqda) qasırğanın proqnozu üçün aşağıdakı üsulu təklif etmişlər. Topa-yağış buludunun temperaturu -10°S-dən aşağı olan hissəsində formalaşan aşağı hərəkət edən konvektiv hava axınının enerjisi qasırğanın əmələ gəlməsinin əsas səbəbi hesab edilir.

Buludun gücü  $\Delta H$  (kondensasiya səviyyəsindən konveksiya səviyyəsinə qədər) və hal əyrisinin stratifikasiya əyrisindən meylini ( $T' - T$ ) xarakterizə edən dayanıqsızlıq enerjisi çox olduqca yer səthinə gəlib çatan hava axınının sürəti də böyük olur.

Qasırğa zamanı kondensasiya səviyyəsi ilə -10°S izotermi arasındakı bulud təbəqəsinin  $\Delta h$  qalınlığından asılı olaraq küləyin maksimal mümkün sürəti aşağıdakı kimidir:

$\Delta h$ , hPa	300	340	380	420	440
$V_{\text{maks.}}$ , m/san	40	35	30	25	20

Güclü qasırğa hündürlüklərdə yalnız güclü külək olduqda mümkündür.

Qısamüddətli (3-6 saat) proqnozlar üçün empirik düsturdan istifadə etmək olar:

$$V_{\text{maks.}} = 5 + 2,5\Delta T, \text{ m/san}$$

Burada  $\Delta T = T_o - \theta_{ow}$ ,  $T_o$  - yer səthi yaxınlığında yağışdan əvvəl gözlənilən hava temperaturu,  $\theta_{ow}$  - yaş termometrin potensial

temperaturudur.  $\theta_{ow}$  kəmiyyəti təqribi olaraq aşağıdakı kimi hesab-  
lana bilər. Aeroloji diaqramda şəh nöqtəsi əyrisinin (depeqram)  $0^{\circ}\text{S}$   
izotermi ilə kəsişdiyi nöqtə (A nöqtəsi), sonra isə stratifikasiya  
əyrisinin  $0^{\circ}\text{S}$  izotermi ilə kəsişdiyi nöqtə B nöqtəsi) tapılır. A və B  
nöqtələri arasındakı təbəqənin ortasındakı C nöqtəsindən rütubətli  
izobar boyunca  $P_0$  (yer səthi) izobarına qədər hərəkət etməklə  
temperatur şkalası üzərində  $\theta_{ow}$  -nin qiymətini alır.

**Çovğunların proqnozu.** Qış dövründə küləklər gücləndikcə  
çovğunlar da baş verir. Aşağıdakı çovğunları bir-birindən ayırmaq  
lazımdır: 1) ümumi çovğun – küləyin sür'əti  $7\text{m/san}$  və daha çox  
olduqda qar yağması; 2) aşağı çovğun – qar yağmadıqda küləklə qar  
örtüyündən  $1\text{m-dən}$  böyük hündürlüyə qaldırılmış quru qarın köçür-  
rülmesi; 3) yerüstü çovğun – qar örtüyü yaxınlığında ( $1\text{m-dən}$  aşağı)  
qarın küləklə köçürülməsi.

Çovğunların əmələ gəlməsinə aşağıdakı meteoroloji və  
sinoptik şəraitlər imkan yaradır.

#### **Meteoroloji şəraitlər:**

- 1) mülayim və ya güclü külək;
- 2) havanın temperaturunun mənfi olması;
- 3) güclü küləklə qar yağması (ümumi çovğun);
- 4) quru qar örtüyü, xüsusilə buz örtüyü üzərinə düşən qar.

#### **Sinoptik şəraitlər:**

1) tsiklonlar və güclənən antitsiklonlar arasında sərhəd zo-  
naları; burada barik qradientlər böyükdür və güclü küləklər müşahi-  
də edilir;

2) şimala və şimal-şərqə hərəkət edən cənub tsiklonlarının  
çixıntıları;

3) dərinləşən tsiklonlar sistemində cəbhə yağıntıları (qar)  
zonası (ümumi çovğun);

4) tsiklonların arxa hissələri; burada dayanıqsız hava kütlə-  
sində güclü küləklə aşağı çovğunlar, leysan qar yağdıqda isə ümumi  
çovğunlar baş verir.

**Toz fırtınalarının proqnozu.** Toz fırtınası adətən yay hadisə-  
sidir. Bununla belə cənub rayonlarında qışda da baş verir.

Toz (qum) fırtınası çovğunun analoqudur. Onun üfqi və şa-  
quli ölçüləri küləyin gücündən və turbulent qarışmanın intensiv-  
liyindən (hava kütləsinin dayanıqsızlıq dərəcəsi) asılıdır.

Bir çox rayonlarda toz fırtınaları küləyin sür'əti  $10-12\text{m/san}$   
olduqda baş verir.

Rusiya ərazisində toz fırtınaları Avropa ərazisinin cənub rayonlarında və Orta Asiyada müşahidə edilir.

Sutkalıq gedişdə toz fırtınalarının maksimumu günortaya və sonrakı saatlara düşür ki, bu da küləyin yayda sutkalıq gedişinə və hava kütləsinin ən böyük dayanıqsızlıq vaxtına uyğun gəlir. Toz fırtınasının intensivliyi onun davamiyyəti və görünüşünün pisləşməsi ilə qiymətləndirilir.

Toz fırtınaları aşağıdakı növlərə ayrılır: 1) kütlədaxili toz fırtınaları; güclənən antitsiklon və dərinləşən tsiklon arasında əmələ gəlir və 2) cəbhə toz fırtınaları; soyuq cəbhə qarşısında küləyin gücləndiyi zonada əmələ gəlir.

Yaz dövründə toz fırtınalarının baş verməsi üçün əvvəlki quraq payız, azqarlı dayanıqsız qış və qar örtüyünün erkən əriməsi əlverişli şərait yaradır.

Toz fırtınası çovğuna oxşar olaraq proqnoz edilir:

1) proqnoz edilmiş sinoptik vəziyyət baxılan rayonda tez fırtınası baş verən səciyyəvi proseslərlə müqayisə edilir. Rusiyanın Avropa ərazisinin cənubunda toz fırtınasının əmələ gəlməsi üçün əlverişli sinoptik şərait Qara dəniz rayonunda tsiklon fəaliyyətinin aktivləşdiyi vaxtlarda güclü antitsiklonların şimal-qərbdən və ya şimaldan cənub-şərqə (cənuba) hərəkəti nəticəsində olur;

2) küləyin sutkalıq gedişi nəzərə alınmaqla sür'əti proqnoz edilir;

3) torpağın vəziyyəti və hava kütləsinin stratifikasiyası nəzərə alınır;

4) relyef və digər yerli şərait nəzərə alınır.

## **IX. HAVANIN TEMPERATURU, RÜTUBƏTLİLİYİ VƏ AYAZLARIN PROQNOZU**

*Sərbəst atmosferdə havanın temperaturu və rütubətliyinin proqnozu.* Verilmiş məntəqədə  $P = const$  izobarik səthində havanın temperaturu və şəh nöqtəsi aşağıdakı əməliyyatlar vasitəsilə proqnoz edilə bilər:

1)  $P$  izobarik səthinin mütləq topoqrafiya xəritəsində proqnoz məntəqəsinə havanın gözlənilən yerdəyişməsinin üfqi toplananı qurulur.  $AT$ , proqnoz xəritəsi olduqda trayektoriyanı hissə-hissə qur-

maq lazımdır: trayektoriyanın son hissəsi  $\left(t_0 + \frac{1}{2}\Delta t\right) \div (t_0 + \Delta t)$  dövrü üçün proqnoz xəritəsi üzrə, başlanğıc hissəsi isə  $t_0 \div \left(t_0 + \frac{1}{2}\Delta t\right)$  dövrü üçün başlanğıc xəritə üzrə.

2) Trayektoriyanın başlanğıc nöqtəsi ətrafında başlanğıc xəritədə havanın temperaturu və şəh nöqtəsinin  $T_1, T_{d1}; T_2, T_{d2}; \dots; T_n, T_{dn}$  qiymətləri tapılır və orta qiymətləri hesablanır:

$$\left. \begin{aligned} \bar{T}_a &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_i \\ \bar{T}_d &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{di} \end{aligned} \right\} \quad (9.1)$$

Elə bu qiymətlər proqnoz məntəqəsində havanın üfqü köçürülməsi ilə əlaqədar olan gözlənilən qiymətlərdir.

3) Aeroloji diaqram blankında koordinatları  $P, \bar{T}_a$  və  $P, \bar{T}_d$  olan nöqtələr qeyd edilir. Hesablanmış şaquli hərəkətlər xəritəsi üzrə proqnoz dövründə orta şaquli yerdəyişmə tapılır, diaqram blankında isə  $p \div \delta p$  izobarı çəkilir.

4) Temperaturu  $\bar{T}_a$  və şəh nöqtəsi  $\bar{T}_d$  olan hava hissəciyi üçün  $p \div (p + \delta p)$  təbəqəsində hal əyrisi çəkilir və  $p + \delta p$  səviyyəsində  $T$  və  $T_d$  qiymətləri tapılır. Beləliklə,  $p + \delta p$  səviyyəsində havanın temperaturunun və şəh nöqtəsinin tapılmış qiymətləri ( $T$ ) və ( $T_d$ ) kimi proqnozda göstərilir. Şaquli hərəkətlər haqqında mə'lumat olmadıqda onların  $T$ -nin dəyişməsinə tə'siri nəzərə alınmır. Onda  $(T)_t = \bar{T}_a$  və  $(T_d)_t = \bar{T}_d$  qəbul edilir.

*Yerə yaxın təbəqədə havanın temperaturu və rütubətliyinin proqnozu.*  $t = t_0 + 24$  saat anında havanın temperaturunun və rütubətliyinin gözlənilən qiymətləri aşağıdakı ardıcılıqla müəyyən edilir:

1.  $AT_{700}$  xəritəsində verilmiş nöqtəyə hava hissəciyinin gözlənilən yerdəyişmə trayektoriyası qurulur. Köçürmə sür'əti  $0,8V_{700}$  qəbul edilir.



2. Trayektoriyanın başlanğıc nöqtəsi ətrafında başlanğıc hava xəritəsi üzrə havanın  $\bar{T}_a$  temperaturunun və  $\bar{T}_d$  şəh nöqtəsinin orta qiymətləri müəyyən edilir.

3. Temperaturun transformasiya dəyişməsi aşağıdakı düstur-la hesablanır:

$$\delta T_{\text{tp}} = \frac{144}{S}(T_o - T_a) - \frac{720}{S}\delta N \quad (9.2)$$

burada  $S$  – trayektoriyanın uzunluğu, km-lə;  $T_o$  - proqnoz tərtib edilən məntəqədə başlanğıc temperatur, °C dərəcəsi ilə;  $\delta N$  - proqnoz nöqtəsində  $t_o + 24$  saat anında buludluluğun gözlənilən “gətirilmiş” miqdarı ilə başlanğıc nöqtədə  $t_o$  başlanğıc anında müşahidə edilən buludluluğun miqdarı arasındakı fərkdir. Buludluluğun gətirilmiş miqdarı aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$N = N_L + 0,75N_M + 0,25N_H \approx N_L + 0,5(N_M + N_H) \quad (9.3)$$

burada  $L, M, H$  indeksləri ilə aşağı, orta və yuxarı yarus buludluluğu işarə olunmuşdur.

$N$  kəmiyyəti səmanın buludlarla örtülməsinin  $\frac{1}{10}$  hissələri ilə hesablanır; tam buludluluqda  $N = 10$  olur.

Düstur (9.2) təqribi düsturdur, çünki sağ tərəfdə sonuncu həddin əmsalı mövsümdən və enlikdən asılı olaraq dəyişir. Onun verilmiş qiyməti yay üçün 50°-lik enliyə addır. Qışda həmin enlik üçün onun qiyməti  $\frac{170}{S}\delta N$  olur. En dairəsi artdıqca bu toplanan azalır.

4.  $\delta T_{\text{tp}} \geq 0^\circ C$  və yaxud  $|\delta T_{\text{tp}}| \leq \bar{T}_a - \bar{T}_d$  olduqda proqnozda aşağıdakı qiymətlər göstərilir:

$$\left. \begin{aligned} (T)_i &= \bar{T}_a + \delta T_{\text{tp}} \\ (T)_d &= \bar{T}_d \end{aligned} \right\} \quad (9.4)$$

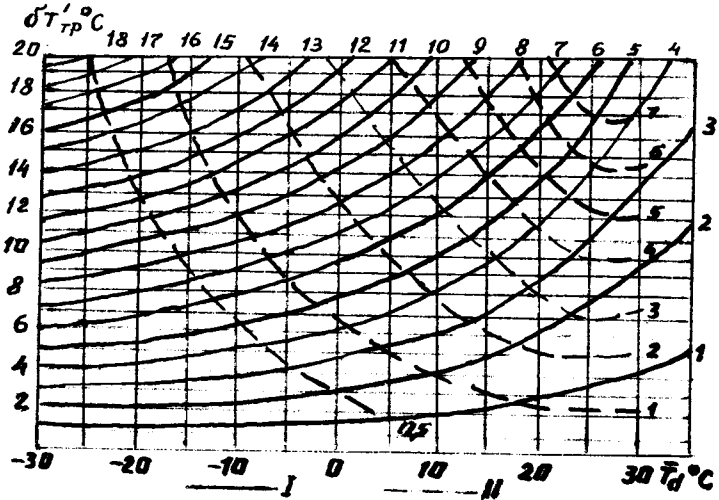
5. Əgər (9.2) düsturu ilə hesablanmış temperaturun transformasiya dəyişməsi mənfidirsə ( $\delta T_{\text{tp}} < 0^\circ C$ ) və mütləq qiymətcə şəh nöqtəsi çatışmazlığının başlanğıc qiymətindən böyükdürsə

$(|\delta T_{\text{tp}}| > \bar{T}_a - \bar{T}_d)$ , havanın gözlənilən temperaturu aşağıdakı düsturla tapılır:

$$(T)_i = \bar{T}_d - \delta T_{\text{tp}}^* \quad (9.5)$$

burada  $(T_d)_i = (T)_i$  qəbul edilir.

Yuxarıdakı düsturun (9.5) sağ tərəfində sonuncu hədd doymuş havanın soyumasını xarakterizə edir.  $\delta T_{\text{tp}}^*$  qiyməti nomogram üzrə təyin olunur.



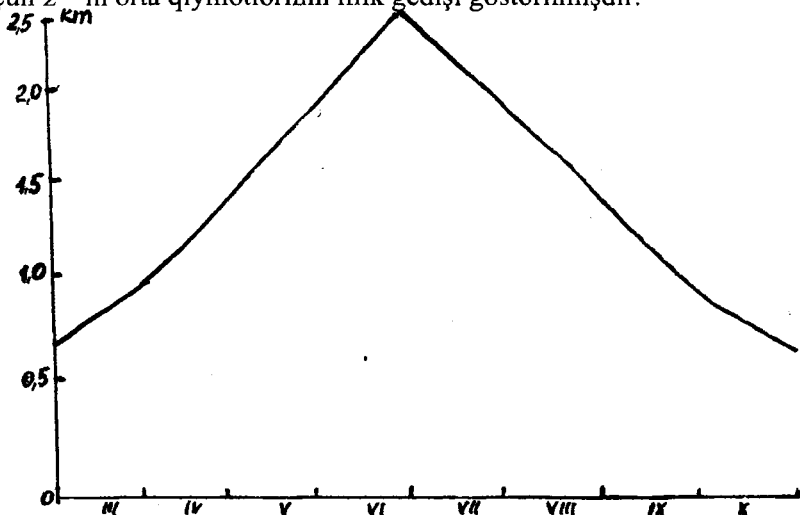
Şək.9.1. Kondensasiyanın temperaturun transformasiya dəyişməsinə tə'siri.  
I – gizli kondensasiya istiliyini nəzərə almaqla havanın soyuması,  
II – xüsusi rütubətliliyin dəyişməsi, q/kq-la

Bunun üçün  $T_d$  və  $\delta T_{\text{tp}} = \delta T_{\text{tp}} - |\bar{T}_a - \bar{T}_d|$  qiymətlərindən istifadə edilir.

*Havanın maksimal temperaturunun səhər mə'lumatlarına görə proqnozu. N.İ.Belski üsulu.* Bu üsulla proqnoz aşağıdakı qayda-da tərtib edilir:

1. Gündüz saatlarında temperaturun adiabatik olaraq paylanma hündürlüyü  $z$  müəyyən edilir.  $z$  hündürlüyü ya əvvəlki müddətlərdəki müşahidələrə əsasən, ya da iqlim mə'lumatlarına əsasən tə-

pılır. Şəkil 9.2-də Rusiyanın Avropa ərazisinin mərkəzi rayonları üçün  $z$  - in orta qiymətlərinin illik gedişi göstərilmişdir.



Şək.9.2. Gündüz saatlarında temperaturun adiabatik paylanma hündürlüyü (km-lə)

2. Aeroloji diaqram blankında səhər məlumatlarına əsasən stratifikasiya əyrisi çəkilir və bu əyrinin  $z$  hündürlükdəki nöqtəsindən hesabət adiabatı çəkilir.

3. Havanın temperaturunun gözlənilən maksimal qiyməti (yerə yaxın təbəqədə) hesabət adiabatının yerə yaxın təzyiqli izobarı ilə kəsişdiyi nöqtədə tapılır.

Əlavə olaraq aşağıdakı şərtlər alınır:

a) səhər məlumatlarına görə  $z$  səviyyəsindən aşağıda inversiya və yaxud izotermiya təbəqəsi olarsa, hesabət adiabatı bu təbəqənin aşağı sərhəddindən çəkilir;

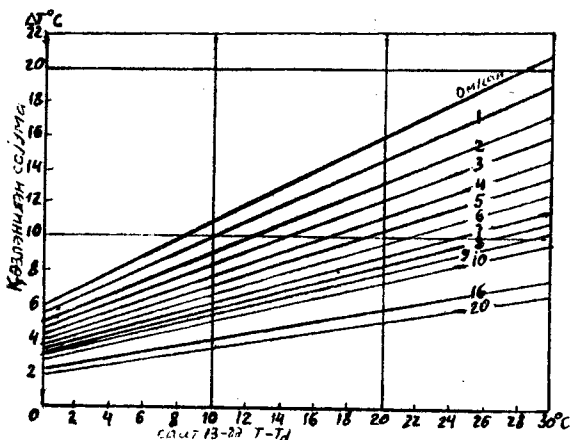
b) əgər proqnoz dövründə cəbhə ayrıcı səthin keçməsi gözlənilirsə, onda yerə yaxın havanın ən çox qızdığı anda  $z$  hündürlükdə  $(T_z)_t$  temperaturu qabaqcadan hesablanır. Bu temperatur yerli vaxtla saat 15 üçün proqnoz edilmiş AT xəritələrində 850 mb və 700 mb-lıq səthlərdə temperaturunu interpolasiya etmək yolu ilə müəyyən edilir. Hesabat adiabatı  $(T_1, z)$  nöqtəsindən keçirilir.

*Havanın minimal temperaturunun proqnozu. A.S.Zverev üsulu.* Proqnozun tərtib edilməsində aşağıdakı məlumatlardan istifadə olunur: a) axşam saatlarında (saat 13-20) havanın temperaturu  $T_w$

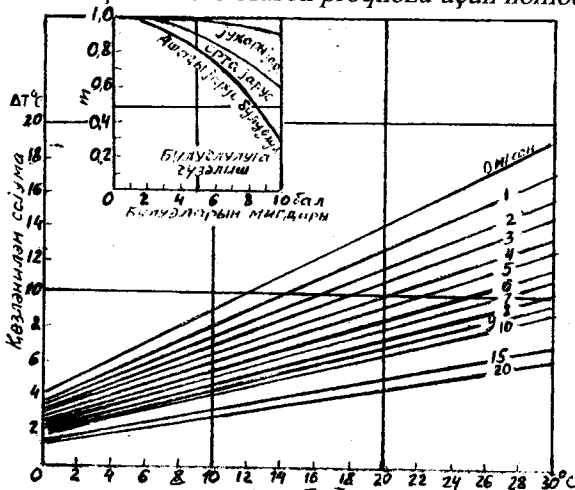
şeh nöqtəsi çatışmazlığı ( $T_o - T_d$ ) və küləyin sür'əti; b) axşam və gecə saatlarında gözlənilən buludların miqdarı və yarusu.

Hesablamalar nomoqramların (şək.9.3 və yaxud şək.9.4) köməyilə aşağıdakı qaydada aparılır:

1) üfqi oxda saat 13-15-də (şək.9.3.) və yaxud saat 18-20-də (şək.9.4)  $T-T_d$  qiymətinə uyğun olan nöqtə tapılır;



Şək. 9.3. Temperaturun gecə minimumunun 13-15 saatlarında müşahidələrə əsasən proqnozu üçün nomoqram



Şək. 9.4. Temperaturun gecə minimumunun 18-20 saatlarında müşahidələrə əsasən proqnozu üçün nomoqram

2) həmin nöqtədən külək sür'əti maili xəttini kəsənə qədər şaquli xətt çəkilir. Alınmış nöqtədən ordinat oxunu kəsənə qədər üfqi xətt çəkilir və həmin oxun üzərində buludsuz havada temperaturun gözlənilən  $\Delta T = T_o - T_{\min}$  azalması müəyyən edilir;

3) əlavə nomoqrama əsasən (şək. 9.4-ün yuxarisında)  $m$  əmsalı tapılır ki, bu əmsal da  $\Delta T$ -yə vurulur.  $m$  – burada buludluluğa görə düzəlişdir.

4) proqnozda göstərilən  $T_{\min}$  qiyməti aşağıdakı düsturla tapılır:

$$T_{\min} = T_o - m \cdot \Delta T$$

Zəif küləkli və az buludlu hava gözlənilərsə, onda temperaturun gözlənilən  $T_{\min}$  qiyməti aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$T_{\min} = T_{13} - \frac{1}{2}(T_{13} - T_{d13}) - 6$$

*Torpaq səthində ayazların proqnozu.* M.E.Berlyand üsulu ilə proqnoz tərtib edildikdə aşağıdakı başlanğıc mə'lumatlar olmalıdır:

a) yerli vaxtla saat 13-də və ya 19-da havanın temperaturu və rütubətliliyi, küləyin sür'əti və torpaq səthinin vəziyyəti (quru, rütubətli və yaş); b) saat 13 və yaxud 19-da və üç əvvəlki müddətdə (saat 13 başlanğıc müddəti üçün verilmiş sutkanın 07, 01 saatlarında və əvvəlki sutkada saat 19-da; saat 19 başlanğıc müddəti üçün verilmiş sutkanın 13, 07, 01 saatlarında) torpaq səthinin  $\theta$  temperaturu; v) başlanğıc müddətindən (saat 13 və yaxud 19) günəş çıxana qədər olan dövrdə buludların gözlənilən miqdarı və yarusu.

Sonrakı gecə saatlarında torpaq səthinin  $\theta_{\min}$  minimal temperaturu proqnoz edilir.

Hesabat aşağıdakı qaydada aparılır.

1. Havanın minimal temperaturunun proqnozu qaydası ilə E effektiv şüalanma müəyyən edilir.

2. Saat 13-dəki müşahidələrə əsasən «b» bəndində göstərilən dörd müddət üçün torpaq səthinin  $\bar{\theta}$  orta temperaturu hesablanır:

$$\bar{\theta} = \frac{2\theta_{13} + \theta_7 + \theta_1 + \theta_{19}}{5}$$

Saat 19-dakı müşahidələrə əsasən:

$$\bar{\theta} = \frac{2\theta_{19} + \theta_{13} + \theta_7 + \theta_1}{5}$$

3.  $t_0$  başlanğıc anı ilə günəş çıxma anı  $t_{çixma}$  arasındakı zaman intervalı müəyyən edilir.

4. M.E.Berlyandın nomoqramı üzrə  $\theta_{min}$  tapılır. Nomoqramla hesabat aşağıdakı qaydada aparılır:

1) şəklin sol tərəfində üfqi oxda hesablanmış E effektiv süalnmaya uyğun nöqtə tapılır;

2) tapılmış nöqtədən küləyin sür`ətinin və torpağın vəziyyətinin mail xəttini kəsənə qədər şaquli xətt çəkilir;

3) kəsişmə nöqtəsindən absis oxuna paralel olaraq  $\Delta t$  zaman intervalı qədər nomoqramın sağ tərəfinə sürüsdürülür;

4) beləliklə alınmış nöqtədən nomoqramın sağ aşağı tərəfinə  $\theta_{op}$  punktirli xəttə qədər endirilir;

5) bu düz xəttin ordinat oxu ilə kəsişmə nöqtəsində  $\theta_{min}$  tapılır (alınmış nöqtə koordinat başlanğıcından yuxarı yerləşdikdə torpaqda ayaz proqnoz edilir).

Torpaq səthinin temperaturu haqqında mə`lumatlar olmadıqda torpaq səthində radiasiya ayazı təqribi olaraq aşağıdakı düsturla proqnoz edilə bilər:

$$\theta_{min} = T_{min} - 2$$

Temperaturun gecələr aşağı düşməsinə ( $T_{min}$  və  $\theta_{min}$ ) yerin relyefi böyük tə`sir göstərdiyindən ayazların daha dəqiq proqnozu üçün ( $k/t$  üçün olan xüsusi proqnozlar) ən çox radiasiya ayazlarına mə`ruz qalan sahələr üçün xəritə tərtib etmək lazımdır.

## X. DUMAN VƏ BULUDLULUĞUN PROQNOZU

*Dumanların proqnozu.* Dumanların əmələ gəlmə prosesləri müxtəlifdir. Ona görə də dumanlar bir neçə növə ayrılır. Əsas növlər aşağıdakılardır:

1) radiasiya dumanı; 2) adveksiya dumanı; 3) buxarlanma dumanı.

Müxtəlif duman əmələ gəlmə amilləri adətən eyni zamanda tə`sir edir və yalnız bunlardan bə`ziləri üstünlük təşkil edir. Bir sıra

hallarda üstün amili ayırmaq mümkün olmur. Məsələn, adveksiya-radiasiya dumanı ayrıca bir qrupa daxil edilir.

Dumanların əmələ gəlməsinə hava şəraiti (buludluluq, külək, havanın rütubətliyi, şaquli temperatur qradienti), torpağın vəziyyəti (quru, rütubətli, boş, sıx, qar örtüyü) və yerin relyefi təsir edir.

Dumanın əmələ gəlməsinə təsir edən amillərin çoxluğu onun proqnozunu çətinləşdirir.

Əsas dumanların proqnozunun ümumi prinsiplərinə və proqnozun tərtib edilmə ardıcılığına baxaq.

*Radiasiya dumanlarının proqnozu.* 1) Buludluluq və külək proqnoz edilir. Əgər gecə az buludlu hava və zəif külək (5m/san-dən az) gözlənilirsə, onda dumanın əmələ gəlməsi kifayət qədər rütubətlik olduqda mümkündür (nisbi rütubətlik axşam 60%-dən çox);

2) Dumanın əmələ gəlməyə başladığı temperatur aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$T_T = T_d - \delta T_d - \delta T_T = T_d - \delta T_T$$

burada  $T_d$  - başlanğıc anda şəh nöqtəsi;  $\delta T_d$  - başlanğıc müddətdən duman əmələ gəlməyə başlamasına qədər şəh nöqtəsinin aşağı düşməsi;  $\delta T_T$  - dumanın əmələ gəlməsi üçün lazım olan əlavə soyuma:

$$\delta T_T = \delta T_d + \delta T_T$$

$\delta T_d$  -in qiymət başlanğıc müşahidə müddətindən asılıdır.  $\delta T_T$  kəmiyyəti dumanın suluğundan və onun mikroquruluşundan (damcılardan ölçüsü) asılıdır. Müsbət temperaturda  $\delta T_T \approx 1^\circ S$ ,  $-10^\circ S$  temperaturda  $\delta T_T \approx 1,5^\circ S$ ,  $-20^\circ S$  temperaturda  $\delta T_T \approx 2^\circ S$  -dir.  $\delta T_T$  kəmiyyətini verilmiş məntəqə üçün keçmiş illərin müşahidələrinə əsasən (gündüz və axşam müşahidələri üçün ayrılıqda) hər bir ay üzrə empirik (təcrübi) olaraq təyin etmək məqsədəuyğundur. Əgər  $\delta T_T$  kəmiyyəti empirik olaraq müəyyən edilməmişdirsə, onda  $\delta T_T \approx \delta T_T$  qəbul etmək olar;

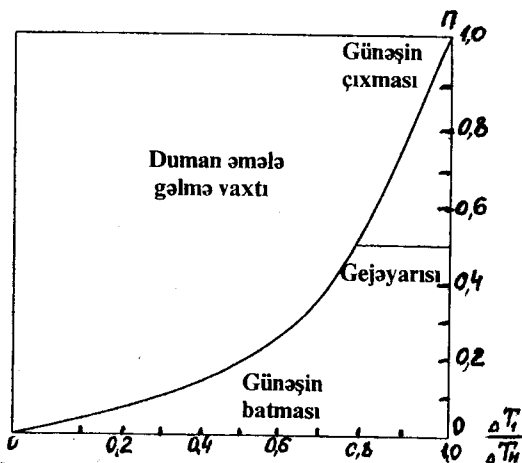
3) havanın  $T_{min}$  temperaturu qabaqcadan hesablanır;

4) radiasiya dumanının əmələ gəlmə mümkünlüyü müəyyən edilir.  $T_{min} < T_T$  olduqda ehtimal olunur.  $T_{min} > T_T$  olduqda isə duman az ehtimallıdır;

5) dumanın əmələgəlmə vaxtı qabaqcadan hesablanır. Bunun üçün başlanğıc müddətdən temperatur minimumu anına qədər olan müddətdə temperaturun  $\Delta T_H$  gözlənilən aşağı düşməsinə

tapırlar, yəni  $\Delta T_H = T_o - T_{min}$  fərqi tapılır. Onda  $\frac{\Delta T_T}{\Delta T_H}$  nisbətində əsa-

sən qrafikin (şək.10.1) köməyilə gecənin hansı hissəsində ( $n$ ) duman əmələ gəlməsi müəyyən edilir (Günəşin batma anında  $n=0$ , gecə yarısı  $n=1$  və Günəşin çıxma anında  $n=1$  qəbul edilir). Həmçinin temperaturun gecə aşağı düşməsinə  $T = T_T$  zaman anına qədər ekstrapolyasiya etmək (termoqrafın əyrisini davam etdirmək) olar. Bu an dumanın əmələ gəlmə anı kimi qəbul edilir.



Şək.10.1. Dumanın əmələ gəlmə vaxtı

6) dumanın dağılma vaxtını qabaqcadan hesablamaq üçün Günəş çıxdıqdan sonra  $T \geq T_T$  olan ana qədər temperaturun artma vaxtını müəyyən etmək lazımdır. Yayda radiasiya dumanı günəş çıxdıqdan sonra 1-2 saatdan gec olmayaraq dağılır, payızda 3-5 saat qala bilər, qışda isə hətta bütün günü qala bilər.

Günəş çıxmazdan əvvəl radiasiya dumanı hava şəraiti dəyişdikdə (buludluluq əmələ gəldikdə, külək gücləndikdə) dağıla bilər.



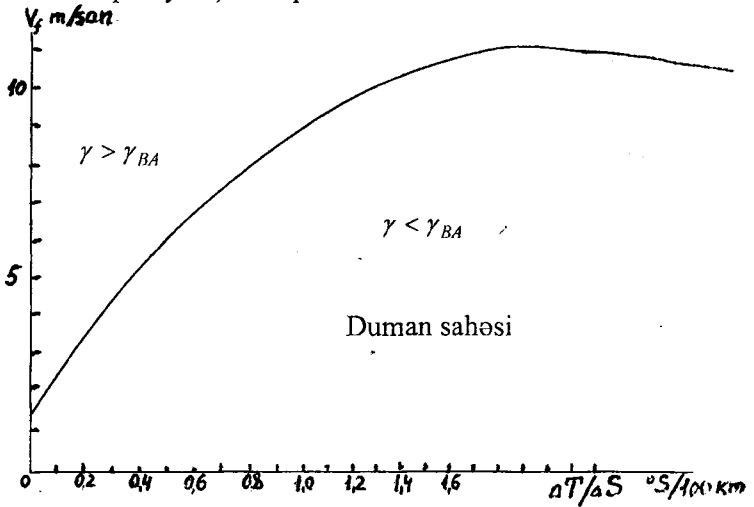
*Adveksiya dumanlarının proqnozu.* 1) Müşahidə olunan duman zonalarının yerdəyişməsi və onların saxlanması qabaqcadan hesablanır.

2) Yerüstü hava xəritəsinə əsasən verilmiş məntəqə (rayon) üçün proqnoz müddətində hava hissəciklərinin bu rayona gəlmə trayektoriyası müəyyən edilir.

3) Trayektoriyanın başlanğıcında  $T_d$  şəh nöqtəsi müəyyən edilir.

4) Verilmiş məntəqədə adveksiya və transformasiya dəyişmələrini nəzərə almaqla havanın  $T_i$  temperaturu müəyyən edilir. Əgər  $T_i < T_d$  olarsa, ondu duman mümkündür.

5) Əgər hərəkət edən hava kütləsinin sərhəd təbəqəsində şaquli temperatur qradienti mə'lumdursa, onda dumanın mümkünlüyü Koşelenko qrafikinə (şək.10.2) əsasən müəyyən edilir. Hesablama 8-10 saat qabaqcadan aparılır. Duman yalnız  $\gamma < \gamma_{BA}$  ( $\gamma_{BA}$  - rübutəbli adiabatik qradient) olduqda mümkündür.



Şək. 10.2. Dumanın mümkünlüyü qrafiki

Şəkilə  $V_\phi$  - proqnoz məntəqəsində küləyin gözlənilən sürətidir;  $\Delta T / \Delta S$  - hava hissəciyinin yerdəyişmə yolunda üfqi temperatur qradientidir.

6) Adveksiya dumanının əmələ gəlmə vaxtı müşahidə edilən dumanların verilmiş məntəqə istiqamətində yerdəyişmə sürəti

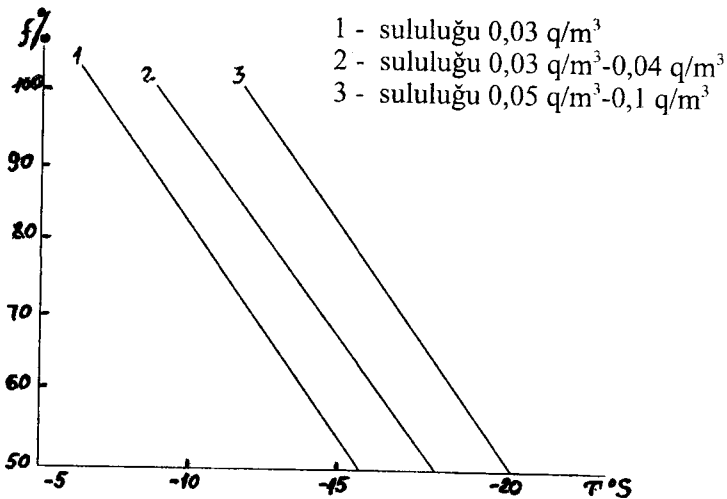
vasitəsilə və yaxud yerdəyişən hava hissəciyinin trayektoriyasının başlanğıcından şəh nöqtəsi temperaturunun ( $T_d$ ) qədər soyuma zamanı vasitəsilə qabaqcadan söylənilir.

7) Proqnoz vaxtı buludların yer səthinə qədər enmə mümkünlüyü nəzərə alınır. Ona görə də aşağı buludluluqda cihaz müşahidələri vasitəsilə buludların aşağı sərhəddinin hündürlüyünün dəyişməsi müəyyən edilir.

8) Verilmiş məntəqədə adveksiya dumanının dağılma vaxtının proqozu, dumanın əmələ gəlmə amillərinin təsirinin kəsilməsini nəzərə almaqla (hava kütlələrinin dəyişməsi, istilik adveksiyasının azalması,  $\gamma$ -nın artması və s.) verilir.

*Buxarlanma dumanının proqozu.* 1) Soyuq hava kütləsinin ( $T < T^*S$ ) açıq su səthinə tərəf yerdəyişməsi qabaqcadan hesablanır.

2) Temperatura və havanın  $f$  nisbi rütubətliyinə görə qrafikin (şək.10.3) köməyiylə buxarlanma dumanının əmələ gəlməsinin mümkünlüyü qabaqcadan söylənilir.



Şək.10.3. Buxarlanma dumanının mümkünlüyü qrafiki

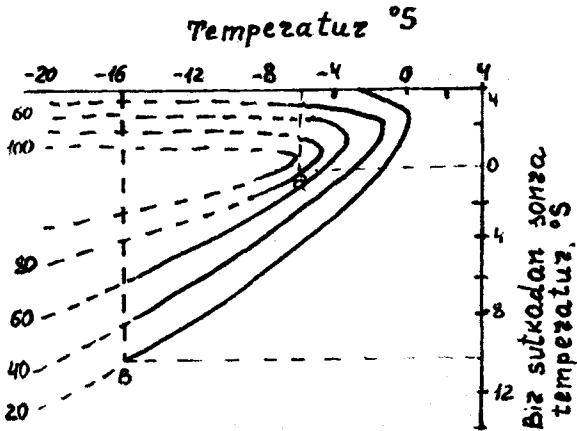
3) Sərhəd təbəqəsində temperaturun şaquli qradienti nəzərə alınır. Bu qradient olduqca duman daha çox ehtimal olunur.

4) Küləyin sür'əti nəzərə alınır. Dəniz üzərində buxarlanma dumanının əmələ gəlməsi üçün zəif külək əlverişlidir.

5) Çay və göl üzərində buxarlanma dumanı adətən payızda gecə saatlarında aydın havada əmələ gəlir. Bu şəraitdə su nisbətən yüksək temperatura malik olur, buxarlanma dumanı isə havanın gecə radiasiya soyuması nəticəsində, lakin havanın müsbət temperaturunda əmələ gəlir. Bununla belə çox sürətli və dərin çaylar üzərində, buxarlanma dumanı havanın mənfi temperaturlarında da müşahidə edilir.

*Buludların proqnozu.* Tam aşağı buludluluğun bir sutka qabaqcadan proqnozu (A.K.Luççenko üsulu). Proqnoz məntəqəsində temperatur, bir sutkadan sonra gözlənilən temperatur və aşağı buludluluğun əmələ gəlmə ehtimalı arasında statistik əlaqə müəyyən edilmişdir (şək. 10.4).

Aviasiya xidmətlərində gecə saatlarında temperaturun gedişinin operativ qrafikini qurmaq faydalıdır. Gecə saatlarında aydın havada temperaturun aşağı düşməsinin dayanması və yaxud hətta onun zəif olaraq yuxarı qalxması su buxarlarının kondensasiyasının başlanmasını göstərir. Bu hal hər 2-3 saatdan sonra tam aşağı buludluluğun əmələ gəlməsinin əlamətidir. Bu cür qrafiki saat 18-19-da nisbi rütubətlik 85%-dən çox olduqda qurmaq məsləhət görülür.



Şək. 10.4. Aşağı buludluluğun əmələ gəlmə ehtimalı (%-lə)

*Buludların aşağı sərhəddinin hündürlüyünün 12 saat qabaqcadan proqnozu.* Alçaq buludluluğun aşağı sərhəddinin hündürlüyünün Rusiyanın Avropa ərazisi üzərində 12 saat qabaqcadan proqnozu

üçün empirik olaraq temperaturun advektiv dəyişmələrinin kritik (böhran) qiymətləri müəyyən edilmişdir:

1) Əgər 12 saat ərzində  $|\delta T_{\text{ADB}}| > 6^\circ\text{S}$  olarsa, onda istilik adveksiyasında və havanın yuxarıya doğru hərəkətlərində aşağı buludluğun əmələ gəlməsini və yaxud onun kəskin olaraq aşağı enməsini gözləmək olar, soyuq adveksiyada və aşağıya doğru hərəkətlərdə buludluğun dağılmasını gözləmək olar.

2) Əgər 12 saat ərzində  $|\delta T_{\text{ADB}}| \geq 4^\circ\text{S}$  olarsa, onda istilik adveksiyasında olan buludluğun aşağı enməsi, soyuq adveksiyada isə yuxarı qalxması gözlənilir.

3) Əgər 12 saat ərzində  $|\delta T_{\text{ADB}}| < 4^\circ\text{S}$  olarsa, onda 12 saat ərzində buludların hündürlüyünün dəyişməməsi gözlənilir. Bununla belə bu halda şəh nöqtəsi defisitinin advektiv dəyişməsi nəzərə alınmalıdır.

Əgər  $(\delta T_{\text{ADB}} - \delta T_{\text{dADB}}) > 0^\circ\text{S}$  olarsa, olan buludluğun yuxarı qalxması,  $\delta T_{\text{ADB}} - \delta T_{\text{dADB}} < 0^\circ\text{S}$  olduqda isə buludluğun aşağı sərhəddinin aşağı düşməsi gözlənilir.

*Aşağı buludluğun baş vermə anının Y.N.Volkonski üsulu ilə proqnozu.* Aşağı buludluğun baş vermə anının proqnozu üçün aşağıdakı empirik düstur təklif olunmuşdur:

$$\Delta t = a_1(100 - R_0) + a_2(R_3 - R_0) + a_3\beta$$

burada  $\Delta t = t - t_0$  - Günəşin batması ilə aşağı buludluğun əmələ gəlmə anı arasındakı zaman intervalı;  $R_0$  və  $R_3$  - Günəşin batma anında və 3 saat sonra havanın nisbi rütubətliliyi;  $\beta$  - Günəşin batma anında küləyin istiqaməti ilə gecə saatlarında hakim külək istiqaməti arasındakı bucaq;  $a_1, a_2, a_3$  - empirik seçilmiş əmsallar:  $a_1 = 0,85$ ;  $a_2 = 0,94$ ;  $a_3 = -0,06$ .

*Konvektiv buludluğun proqnozu.* Səciyyəvi kütlədaxili konvektiv buludlar topa və topa-yağış buludlarıdır.

Konvektiv buludluğun proqnozu bir gün qabaqcadan verilmiş sinoptik vəziyyətdə konvektiv buludluğun olması mümkünlüyünü qiymətləndirməklə müəyyən edilir.

Atmosferdə səhər müşahidələrinin məlumatlarına əsasən konvektiv buludluğun proqnozunu dəqiqləşdirmək məqsədilə konveksiyanın maksimal inkişaf dövrü (saat 14-15-də) üçün konvektiv buludların miqdarı, onların aşağı və yuxarı sərhədləri hesablanır.

1. *Konvektiv buludluluğun miqdarının proqnozu.* Konvektiv buludluluğun miqdarının proqnozu A.N.Moşnikov tərəfindən alınmış empirik münasibətə əsaslanır:

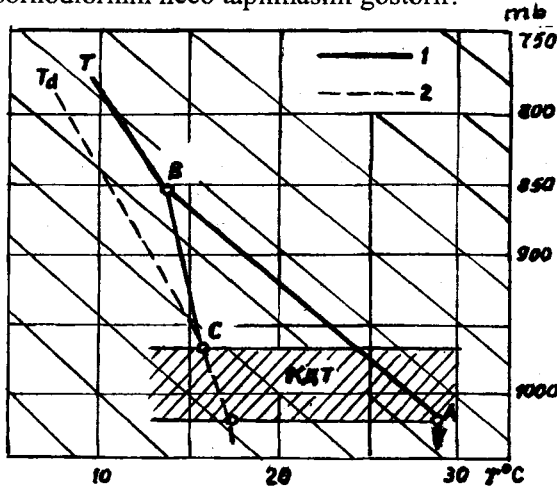
$$N_{\max} = 0,075 \cdot \Delta h \pm 1,5$$

burada  $N_{\max}$  - gündüz saatlarında buludluluğun ballarla maksimal miqdarı;  $\Delta h$  - konvektiv-dayanıqsız təbəqənin (KDT) mb-la qalınlığıdır.

Konvektiv-dayanıqsız təbəqə (KDT) elə hava təbəqəsidir ki, onun hissəcikləri konvektiv buludların əmələ gəlməsində iştirak edir.

KDT-nin aşağı sərhəddi yer səthidir. KDT-nin yuxarı sərhəddini tapmaq üçün maksimal təzyiqlik və temperaturlu başlanğıc səviyyədən (şək.10.5, A nöqtəsi) proqnoz edilmiş stratifikasiya əyrisi ilə kəsişənə qədər quru adiabat keçirmək (B sınıma nöqtəsi), buradan da izoqram boyunca proqnoz edilmiş rütubətlik əyrisinə qədər (C nöqtəsi) aşağı düşmək lazımdır. A və C nöqtələrindəki təzyiqlik fərqi konveksiyanın maksimal inkişaf anında KDT-nin qalınlığına bərabər olur.

Buludların miqdarı müəyyən hüdudlarda proqnoz edildiyindən yuxarıdakı düsturda  $\pm 1,5$  qiyməti gözlənilən buludluluğun yuxarı və aşağı sərhədlərinin necə tapılmasını göstərir.



Şək. 10.5. Konvektiv-dayanıqsız təbəqənin tapılması. 1 - stratifikasiya əyrisi, 2 - şəh nöqtələri əyrisi

KDT-nin böyük qiymətlərində  $N_{max} > 10$  alınarsa, buludluluq 10 bal proqnoz edilir.

2. *Konvektiv buludluluğun aşağı sərhəddinin hündürlüyünün empirik düsturlarla proqnozu.* Buludların gündüzlər aşağı sərhəddinin  $h_1$  hündürlüyünü Ferrel və İppolitovun empirik düsturları ilə hesablamaq olar:

$$h_1 = 122(T_{max} - T_{d15})$$

$$h_1 = 22(100 - R_{15})$$

burada  $h_1$  gündüz saatlarında buludların aşağı sərhəddinin metrnlərə hündürlüyü;  $T_{max}$  - yer səthi yaxınlığında havanın maksimal temperaturu;  $T_{d15}$  - yer səthi yaxınlığında gündüz saatlarında (saat 14-15) şəh nöqtəsi temperaturu;  $R_{15}$  - gündüz saatlarında (saat 14-15) nisbi rütubətlilikdir.

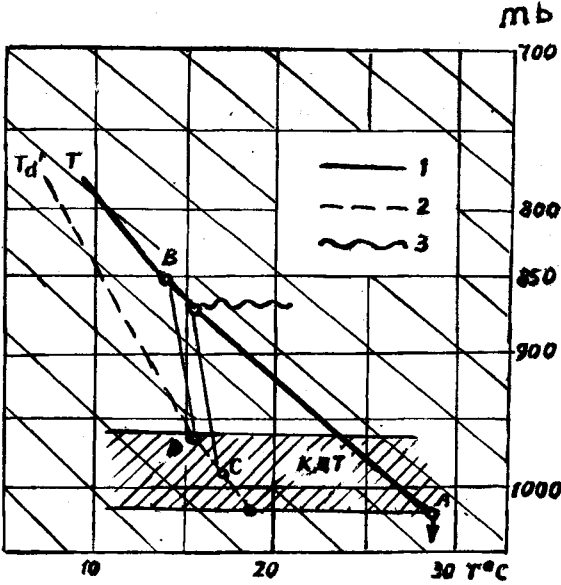
$T_{d15}$ -in qiyməti saat 06 (09)-da müşahidə olunan  $T_d$  qiymətinə bərabər olduğu qəbul edilir. Əgər proqnoz saat 06 (09)-a qədər tərtib olunarsa, onda  $T_d$ -nin proqnoz qiyməti təqribi olaraq  $T_{d15} \approx T_{d03} + 1^\circ S$  götürmək olar.

3. *Buludların aşağı sərhəddinin hündürlüyünün aeroloji diaqramla tapılması.* Buludların aşağı sərhəddinin bu üsulla tapılması KDT-ni nəzərə almaqla (əgər müşahidə edilirsə) proqnoz edilmiş stratifikasiya və rütubətlik (şəh nöqtəsi) əyriləri üzrə kondensasiya səviyyəsinin müəyyən edilməsindən ibarətdir.

Proqnoz edilmiş stratifikasiya, rütubətlik əyriləri qurulduqdan və KDT müəyyən olunduqdan sonra KDT-nin ortasından (KDT-nin ortası olaraq şəh nöqtəsi əyrisinin KDT-nin sərhədləri arasındakı parçasının ortası qəbul edilir) maksimal temperaturlu və KDT-nin ortasına uyğun olan xüsusi rütubətlilikli hava hissəciciyi üçün hal əyrisi çəkilir. Əgər KDT yoxdursa, onda saat 09-da müşahidə edilən yerüstü şəh nöqtəsindən hal əyrisi qurulur.

A nöqtəsindən (şək.10.6) çəkilməmiş quru adiabatın KDT-nin ortasından (C nöqtəsi) çəkilməmiş izoqramla kəsişmə nöqtəsinin hündürlüyü gündüz saatlarında buludların aşağı sərhəddini göstərir.

4. *Konvektiv buludluluğun yuxarı sərhəddinin proqnozu.* Praktiki olaraq yuxarı qalxan havanın temperaturunun ətraf mühitin temperaturuna yaxınlaşdığı səviyyə, yəni proqnoz edilmiş adiabat və stratifikasiya əyriləri kəsişdiyi səviyyə müəyyən olunur. Bu səviyyə buludların yuxarı sərhəddi kimi qəbul edilir.



Şek. 10.6. Kondensasiya səviyyəsinin tapılması.  
 1 - stratifikasiya əyrisi, 2 - şəh nöqtə-  
 ləri əyrisi, 3 - buludların aşağı sərhəddi

Ətraf mühitlə istilik və rütubətlik mübadiləsi nəzərə alınmadığından buludların bu üsulla təyin edilmiş yuxarı sərhəddi çox zaman həqiqi vəziyyətdən bir qədər yuxarı olur. Bununla belə müsbət dayanıqsızlıq enerjisi təbəqəsində nisbi rütubətlik 60%-dən çox olduqda buludluluğun yuxarı sərhəddi hesablanmış yuxarı sərhəddə yaxınlaşır, yəni konveksiya səviyyəsinə yaxınlaşır.

Böyük hündürlüklərdə nisbi rütubətlik kiçik olduqda (50%-dən az) buludların yuxarı sərhəddi konveksiya səviyyəsindən 1-3 km aşağıda yerləşir.

## XI. YAĞINTILARIN PROQNOZU

*Adi yağıntılarının proqnozu.*  $As - Ns$  buludlar sisteminin, yə'ni bütöv cəbhə buludları sisteminin yağıntıları adi yağıntılar adlanırlar. Cəbhədə yağıntılar zonasının enindən, cəbhənin yerdəyişmə sür'ətindən və müşahidə məntəqəsinə görə hərəkət istiqamətindən asılı olaraq adi yağıntılar fasiləsiz olaraq bir neçə saat və hətta bir neçə sutka davam edə bilər.

Adi yağıntılar zonasının tsiklonun mərkəzi yaxınlığında isti cəbhə hissəsi qarşısında əmələ gəlməsi daha çox səciyyəvidir. Adi yağıntılar okklyuziya cəbhələrinin keçməsində, bə'zən də soyuq cəbhələrin keçməsində müşahidə olunur.

Adi yağıntılar zonasının əmələ gəlməsi adətən cəbhə üzərində cəbhə dalğası şəklində qeyri-tropik tsiklonun yaranmağa başlaması ilə əqaləddir. Adi yağıntılar zonasının sonrakı evolyusiyası və yerdəyişməsi bütövlükdə tsiklonun inkişafı və yerdəyişməsi, bilavasitə isə onun müşahidə edildiyi cəbhənin evolyusiyası və yerdəyişməsi ilə əlaqəddir. Tsiklonun dərinləşməsi və cəbhənin kəskinləşməsi ilə adi yağıntılar güclənir, tsiklonun dolması və cəbhənin itməsi nəticəsində isə yağıntılar dayanır. Bununla belə adi yağıntılar zonasının eni həmişə onların intensivliyinə uyğun gəlir. Məsələn, cəbhə dalğasının isti cəbhəsi qarşısında tsiklon yaranmağa başladığında ensiz zonada (100-200 km) çox hallarda intensiv yağıntılar düşür, lakin ilin soyuq dövründə köhnə okklyuziya olmuş tsiklonda böyük enli zonada (400 km və daha çox) zəif qar düşə bilər. Hava kütləsinin rütubətliyi və küləyin şaquli toplananı böyük olduqca yağıntılarnın intensivliyi də böyük olur.

Adi yağıntılarının proqnozu aşağıdakı qayda ilə tərtib edilir.

1. Adi yağıntılar zonası yeni cəbhə tsiklonunun əmələ gəlməsi və ya əmələ gəlmiş tsiklonun dərinləşməsinin proqnozu ilə eyni zamanda qabaqcadan müəyyən edilir. Barik çuxurda hələ yağıntı verməyən isti cəbhə yerləşirsə və barik çuxurun dərinləşməsi gözlənilsə, onda cəbhə boyunca adi yağıntılar zonasının əmələ gəlməsi mümkündür.

2. Atmosfer cəbhəsinin və tsiklonun yerdəyişməsinin proqnozu ilə eyni zamanda, əmələ gəlmiş adi yağıntılar zonasının yerdəyişməsi də hesablanır. Bu halda aparıcı hava axını qaydasını -  $AT_{700}$  xəritəsinin izohipləri boyunca köçürməni tətbiq etmək olar.

3. Tsiklonun və cəbhənin evolyusiyasının proqnozuna uyğun olaraq adi yağıntılar zonasının evolyusiyası proqnoz edilir.

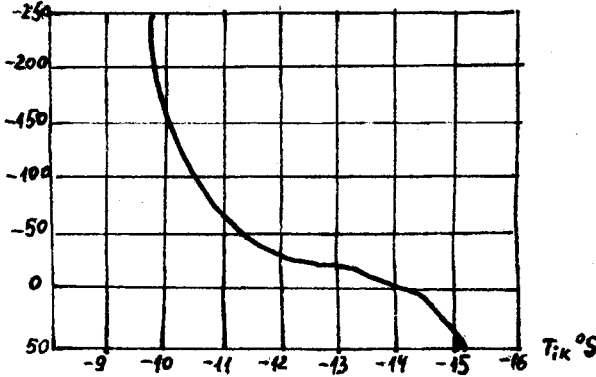


Adi yağıntuların proqnozunda əlavə olaraq onların əmələ gəlməsinə əverişli olan və ya mane olan amillər də nəzərə alınır. Xüsusilə aşağıdakıları nəzərə almaq lazımdır:

1)  $A_s - N_s$  buludlar sisteminin yuxarı sərhəddinin hündürlüyünü, bulud təbəqəsinin qalınlığını və  $T = -10^{\circ}\text{S}$  izoterminin vəziyyətini. Buludların yuxarı sərhəddi AT xəritələrində şəh nöqtəsi çatışmazlığına görə tapıla bilər.  $-10^{\circ}\text{S}$  izotermi buludda buz fazasının əmələ gəlmə mümkünlüyünü xarakterizə edir ki, bu da yağıntuların əmələ gəlməsi üçün çox vacibdir.  $-10^{\circ}\text{S}$  izotermi buludlar sisteminin daxilində yerləşərsə, onda yağıntı düşməsi çox ehtimallıdır.

Sür'ətin şaquli toplananından asılı olaraq intensiv kristallaşma temperaturunu ( $T_{ik}$ ) daha ciddi hesablamaq lazımdır (şək.11.1). Buludların qalınlığı 2km-dən böyük olduqda yağıntular daha çox ehtimallıdır:

$\bar{w}$  hPa/2saat



Şək.11.1. İntensiv kristallaşma temperaturu

2) sür'ətin şaquli toplananınının işarəsi və qiyməti. Havanın əhəmiyyətli dərəcədə yuxarı hərəkətlərində ( $w > 0, \bar{w} = \delta p < 0$ ) qalxan havanın fasiləsiz olaraq soyuması və izafi su buxarının kondensasiyası təmin olunur ki, bu da bulud hissəciklərinin koagulyasiyası (birləşməsi) ilə birlikdə yağıntı düşməsinə səbəb olur. Sür'ətin şaquli toplananı  $\bar{w}$  qabaqcadan hesablanır və proqnozda ondan istifadə etmək mümkündür;

3) müxtəlif hündürlüklərdə temperatur və rütubətliyin advektiv dəyişmələrinin və havanın temperaturunun transformasion dəyişməsinin işarəsi və qiyməti. Temperatur və rütubətliyin müsbət adveksiyası (istilik adveksiyası) zonalarında adətən yuxarı hərəkətlərdə temperaturun transformasion aşağı düşməsi müşahidə edilir.

Bütün bunlar buludluluğun inkişafına və yağıntı düşməsinə əlverişli şərait yaradır. Elə buna görə də adi yağıntılar zonasının vəziyyəti, ümumiyyətcə, isti cəbhə qarşısında intensiv istilik adveksiyası zonası ilə üst-üstə düşür.

Adi yağıntılara təsir edən başqa amillər də var. Məsələn, hətta nisbətən kiçik yüksəkliklərdə havanın yuxarı hərəkətlərinin güclənməsi ilə əlaqədar olaraq adi yağıntılar da güclənir. İlin isti dövründə gecə saatlarında adi yağıntılarının güclənməsi, gündüz saatlarında isə zəifləməsi və bəzən dayanması müşahidə edilir. Belə hallarda, bir tərəfdən, bulud təbəqəsinin yuxarı sərhəddinin gecə soyuması və buz fazasının əmələ gəlməsi baş verir, digər tərəfdən isə gündüz buludaltı təbəqədə yağıntılar yer səthinə çatmadan buxarlana bilir.

Adi yağıntılarının düşməsinə təsir göstərən yuxarıdakı amillərin ümumi nəzərə alınmasından başqa verilmiş rayon və ya məntəqə üçün aşağıdakı sadə proqnoz sxemini tətbiq etmək olar.

1. Cəbhənin yerdəyişmə proqnozuna uyğun olaraq yağıntılar zonasının yerdəyişməsinin ümumi proqnozunu vermək. Yağıntılar zonasının qabaqcadan müəyyən edilmiş vəziyyətini baxılan rayona görə dəqiqləşdirmək.

2. Aşağıdakıları qabaqcadan hesablamalı: a) baxılan rayonda 850hPa səviyyəsində  $\Delta_{850} = (T - T_d)_{850}$  düsturu ilə şəh nöqtəsi çatışmazlığını; b) hPa/saat (və ya hPa/12 saat) vahidlərilə  $\bar{w}$  kəmiyyətini.

3. Yağıntılarının miqdarını aşağıdakı düsturla hesablamalı:

$$Q = 1,5\delta q_{850} + 1,8\delta q_{700} + \delta q_{500} \text{ [MM/12caat]} \quad (11.1)$$

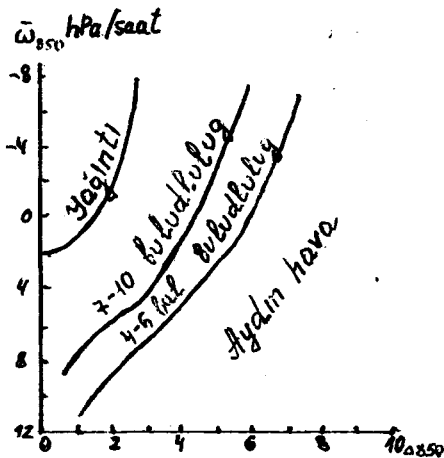
Bulud təbəqəsinin qalınlığı 6km-ə yaxın olduqda isə yağıntılarının miqdarını aşağıdakı düsturla hesablamaq lazımdır:

$$Q = 1,5\delta q_{850} + 3\delta q_{700} \text{ [MM/12caat]} \quad (11.2)$$

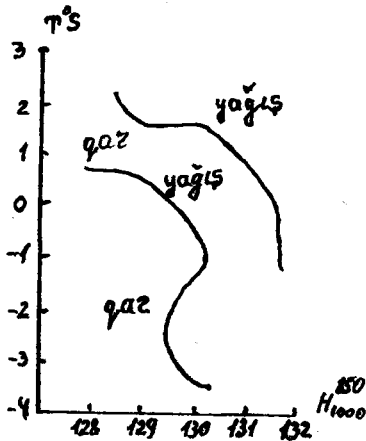
burada  $\delta q_p$  - hava hissəciyinin verilmiş izobarik səthdən buludun yuxarı sərhəddinə qalxmasında  $\delta t$  zaman fasiləsində xüsusi rütubətliliyin dəyişməsidir. Bu kəmiyyət aeroloji diaqramın köməyi ilə müəyyən edilir.

4. P.K.Duşkin, Y.Q.Lomonosov və Y.N.Luninin qrafiki (şək.11.2) üzrə əlavə olaraq yağıntı düşməsinin mümkünlüyü müəyyən edilir.

5. Əgər yerə yaxın təbəqədə havanın T temperaturunun  $0^{\circ}\text{S}$ -yə yaxın olması gözlənilirsə və bununla əlaqədar olaraq yağıntıların növü qeyri-müəyyən (qar, yağış, qar və yağış) olursa, onda qrafik (şək.11.3) üzrə yağıntıların növünü dəqiqləşdirmək lazımdır.



Şək.11.2 Yağıntı düşməsinin mümkünlüyü



Şək.11.3. Yağıntıların növünün dəqiqləşdirilməsi

**Çiskin yağıntıların proqnozu.** Aşağı laylı buludluluq üçün səciyyəvi yağıntı müsbət temperaturlarda çiskin, mənfi temperaturlarda isə həddən artıq soyumuş çiskin və qar dənələridir.

Çiskin yağıntılar ən çox tsiklonların rütubətli isti hava kütlələrində ibarət olan isti bölmələrindən düşür. Çiskin bə'zən duman hissəciklərinin böyüməsi nəticəsində də əmələ gəlir.

Müşahidə olunan çiskin yağıntılar zonası  $AT_{850}$  xəritəsinin izohipləri boyunca buludluluğun dəyişməsinə nəzərə almaqla köçürülür. İsti rütubətli hava kütləsinin uzun müddət davam edən soyuması halında başlanğıc anda çiskin yağıntı müşahidə edilmədikdə də onu qabaqcadan proqnoz etmək olar.

Buludluluğun şaquli məsafəsi böyük olduqda (tsiklonun isti bölməsində mərkəzi yaxınlığında 2 km-dən çox) və  $10^{\circ}\text{S}$  izotermi bulud təbəqəsinin yuxarı hissəsində yerləşdikdə laylı buludların kolloidliyi pozulur və bu halda onlardan çiskin yağıntılar düşə bilər.

Çiskin yağıntılar tez-tez gecə saatlarında buludluluğun radiasiya soyuması nəticəsində güclənir.

*Leysan yağıntılarının və tufanın proqnozu.* Tufan və leysan yağıntılar ən çox sönməyə başlayan tsiklonlarda, az hərəkətli antitsiklonların ətrafında, barik yəhərlərdə və azqradiyentli barik sahələrdə, həmçinin cəbhələrdə, xüsusilə, soyuq cəbhələrdə müşahidə edilir.

Tufan fəaliyyəti ocaq quruluşuna malikdir; tufan və leysan ocaqlarının əmələ gəldiyi hava kütləsi ilə və ya cəbhə ilə birlikdə hərəkət edir.

Tufan və leysanın sutkalıq proqnozu atmosferin səhər tədqiqatının məlumatlarına əsasən dəqiqləşdirilir.

Tufan fəaliyyətinin 12 saatlıq dövr üçün proqnoz üsullarının onların əsasını təşkil edən fiziki şəraitə görə üç qrupa ayırmaq olar: a) hissəcik üsulu, b) təbəqə üsulu, v) atmosfer proseslərinin (konveksiyanın əmələ gəl-də) qeyri-adiabatik olmasını nəzərə alan üsul.

Tufan fəaliyyətinin göstərilən bütün proqnoz üsulları mülayim kontinental iqlimi olan düzənlik yerlər üçün kütlədaxili leysan və tufanın proqnozunda kafi nəticələr verir. Bununla belə operativ işdə hissəcik üsulu geniş tətbiq edilə bilmir, çünki bu üsulla hesablamalara çox vaxt sərf olunur.

Tufan fəaliyyətinin 2-3 saatlıq dövrünün proqnozunda tufan ocaqlarının inkişafı üzərində radiolokatorla aparılan müşahidələrdən istifadə olunur. Radiolokasiya məlumatları tufan ocaqlarının proqnoz məntəqəsinə yaxınlaşması haqqında xəbərdarlıq etməyə imkan verir.

*Topa-yağış buludlarının və tufanın ehtimallı proqnozları.* Rusiyanın Avropa ərazisinin düzənlik hissəsi üçün aparılmış sinoptik-statistik təhlil atmosferin dayanıqsızlıq dərəcəsinə, müxtəlif səviyyələrdə rütubətlikdən, şaquli sürətdən və səbhəyə qədər olan məsafədən asılı olaraq topa-yağış buludlarının və tufanların baş vermə ehtimallarının üç empirik diaqramını almağa imkan vermişdir.

Birinci diaqramla dayanıqsızlıq enerjisi göstəricilərindən və havanın rütubətliyindən asılı olaraq  $C_b$  buludlarının əmələ gəlməsinin  $R_1\%$  ehtimalını müəyyən etmək mümkündür. Bu halda dayanıqsızlıq enerjisi 700 və 500 hPa səviyyələrdə yuxarı qalxan və ətraf havanın temperatur fərqlərinin cəmi kimi qiymətləndirilir:

$$\sum(T^* - T) = [(T^* - T)_{700} + (T^* - T)_{500}]$$

$C_b$  buludunun inkişaf prosesinə təsir edən rütubətlik 850, 700 və 500 hPa səviyyələrdə rütubət çatışmazlıqlarının cəmi şəklində qiymətləndirilir:

$$\sum (T - T_d) = [(T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500}]$$

İkinci diaqramla 700 hPa səviyyədə şaquli sür'ətlərdən (br hPa/12 saat) və birinci diaqramdan tapılmış  $R_1$  ehtimalından asılı olaraq  $C_b$  buludlarının ömələ gəlmə ehtimalı  $R_2$  %-ni müəyyən etmək olar.

Üçüncü diaqram cəbhəyə qədər olan məsafədən (isti hava kütləsi tərəfə müsbət məsafə) və  $R_2$  %-dən (ikinci diaqramla tapılmış) asılı olaraq  $C_b$  buludlarının və tufanın baş vermə ehtimalı  $R_3$  %-i tapmağa imkan verir.

*Hissəciklər üsulu.* Hissəciklər üsulunda qəbul olunur ki, yuxarı qalxan hava donma temperaturuna (bu temperatur adətən  $-10^{\circ}\text{S}$  qəbul olunmuşdur) çatdıqda bulud topa-yağış buluduna çevrilir.

Qrafiki olaraq dayanıqsızlıq enerjisi konveksiyanın maksimal inkişaf etdiyi saatlarda hal və stratifikasiya əyrilərinin qarşılıqlı vəziyyətini müqayisə etməklə aeroloji diaqramdan müəyyən edilir.

Güclü leysan yağışlarla müşayiət olunan tufanın baş verməsinin əlverişli şəraitləri aşağıdakılardır:

a) müsbət dayanıqsızlaşma enerjisinin kifayət ehtiyatı (hava  $-10^{\circ}\text{S}$  izoterminə çatana qədər hal və stratifikasiya əyrilərində temperatur fərqi  $3^{\circ}\text{S}$ -dən az olmamalıdır);

b) konvektiv-dayanıqsız təbəqənin qalınlığı 60-100hPa və daha çox olmalıdır ki, kifayət qədər böyük hava kütləsi konvektiv axına daxil ola bilsin;

v) temperaturların bərabərləşdiyi səviyyənin yüksəkdə olması (400 hPa izobarik səthdən yuxarı), buludun  $T \leq -25^{\circ}\text{S}$  olduğu təbəqəyə çata bilməsi;

q) 850-500 hPa təbəqəsində yüksək nisbi rütubətlik (60% və daha çox), yə'ni cəm rütubət çatışmazlığının kiçik olması;

$$\sum (T - T_d) = [(T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500}] < 18^{\circ}\text{S}$$

d) yerə yaxın təbəqədə şəh nöqtəsinin yüksək qiymətə malik olması:

$$(T_{max} - T_d) < 12^{\circ}\text{S}$$

Əgər yuxarıda göstərilmiş şəraitləndə konvektiv-dayanıqsız təbəqənin qalınlığı 20-40 hPa olarsa, onda leysan yağıntıları zəif olur (0-3 mm), bə'zən isə bu şəraitdə quru tufan müşahidə olunur.

Konvektiv-dayanıqsız təbəqənin qalınlığı 10-20 hPa və daha az olduqda, hal əyrisi stratifikasiya əyrisindən 1°S qədər fərqləndikdə və cəm şəh nöqtəsi çatışmazlığı 25°S və daha çox olduqda leysan yağıntılar müşahidə olunur.

*Proseslərin qeyri-adiabatikliyini nəzərə almaqla tufan proqnozunu.* İ.A.Slavinə görə fərz olunur ki, konveksiya baş verdikdə yuxarı qalxan hava fasiləsiz olaraq getdikcə daha soyuq və az rütubətli ətraf hava ilə qarışır.

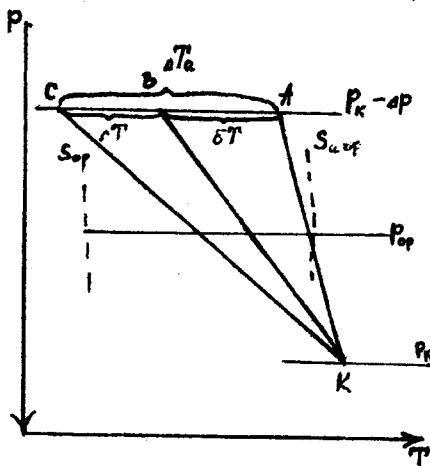
Kondensasiya səviyyəsindən yuxarıda hal əyrisi rütubətli adiabatdan daha çox meyl etməyə başlayır. Bulud havasının hal əyrisinin rütubətli adiabatdan olan  $\delta T$  meyli təqribi olaraq aşağıdakı düsturla hesablanıla bilər:

$$\delta T = 2,5E_{op}\Delta P \cdot \frac{S_{aop} - S_{op}}{1 + 0,18S_{aop}}$$

burada  $E_{op} - P_k$  təzyiqli kondensasiya səviyyəsindən  $P_k - \Delta P$  səviyyəsinə qədər orta qarışma əmsali,  $S_{aop}$  - prosesin rütubətli adiabatik hissəsində doymuş havanın xüsusi rütubətliyinin orta qiyməti,  $S_{op}$  - qarışan havanın xüsusi rütubətliyinin orta qiyməti,  $\Delta P - P_k$  və baxılan səviyyələrdə təzyiqlər fərqidir.

Qarışma nəticəsində bulud havasının  $P_k - \Delta P$  səviyyəsində ətraf havaya nisbətən qızması aşağıdakı kimi olur:

$$\Delta T = \Delta T_a - 2,5E_{op}\Delta P \frac{S_{aop} - S_{op}}{1 + 0,18S_{aop}}$$



burada  $\Delta T_a = T_A - T_C$ , yəni  $P_k - \Delta P$  səviyyəsində bulud adiabatı ilə stratifikasiya əyrisi arasındakı temperatur fərqi. Aşağıdakı fərqlər ödəndikdə tufan vəziyyəti yarana bilər:

- 1)  $T_{a500}$  temperaturu (bulud adiabatında 500 hPa səviyyədə temperatur) -27°S-dən yüksək olmalıdır.
- 2) Adiabatik dayanıqsızlaşma göstəricisi onun minimal qiymətindən böyükdür:

$$\alpha = T_{a500} - T_{500} > \alpha_m$$

$\alpha_m$  -in qiyməti cədvəldən tapılır.

Adiabatik dayanıqsızlıq göstəricisi  $\alpha$  ilə onun minimal qiyməti  $\alpha_m$  arasındakı fərq  $\beta = \alpha - \alpha_m$  tufanın baş verməsini müəyyən etmək üçün vacibdir və adiabatik dayanıqsızlıq tufan göstərici adlanır.

$\beta > 0$  olduqda tufan vəziyyəti əmələ gələ bilər. Əgər  $T_{500}$  və  $T_{d500}$  -in qiymətləri elə olsalar ki, cədvəl vasitəsilə  $\beta$  -nin qiymətini tapmaq olmasın, onda tufan vəziyyəti gözlənilmir.

3)  $\Delta T_{500} > \alpha_m$ , yə'ni  $\alpha - \alpha_m - \delta T_{500} > 0$  və ya  $\varphi = \beta - \delta T_{500} > 0$  olduqda.

Bu şərt ödəndikdə qarışma effekti adiabatik tufan dayanıqsızlığının reallaşmasına mane ola bilmir. Qarışma prosesi nəticəsində elə vəziyyət yaranır ki, 500 hPa səviyyəsində hal əyrisi stratifikasiya əyrisindən  $\Delta T_{500}$  qədər fərqlənir və bu halda buludun temperaturu ilə ətraf mühitin temperaturu arasında fərq  $\alpha - \delta T_{500}$  olur.

Beləliklə, üçüncü şərt tufan baş verməsində  $\beta$  ilə  $\delta T_{500}$  arasındakı münasibəti müəyyən edir.

Verilmiş ərazidə tufan vəziyyətinin yaranması mümkünlüyü  $\beta$  və  $\varphi$  kəmiyyətlər sahəsinin təhlili nəticəsində qiymətləndirilir.

Tufan vəziyyəti hesablandıqda aşağıdakılar müəyyən edilir:

a) adiabatik dayanıqsızlıq göstəricisi  $\alpha$  ( $\alpha < 0$  olduqda konvektiv hərəkətlər olmur və sonrakı hesablamaları aparmamaq olar);

b) tufan adiabatik dayanıqsızlıq göstəricisi  $\beta$ . Əgər ərazidə  $\beta < 0$  olarsa, onda nə tufan, nə də leysan baş vermir;

v)  $\beta > 0$  olarsa, tufan indeksi  $\varphi$ .

$\beta > 0$  və  $\varphi < 0$  olan rayonlarda tufan əmələ gəlmir, lakin topa-yağış buludlarının inkişafını və leysan yağıntılar düşməsinə gözləmək olar.  $\varphi > 0$  olan rayonlarda tufan əmələ gəlir, özü də  $\varphi$  böyük olduqca tufan ehtimalı və onun intensivliyi böyük olur.

$\varphi$  -nin müsbət qiymətləri zonası hava xəritəsində qırmızı rənglənilir.

*Uaytinq üsulu ilə tufan fəaliyyətinin hesablanması.* Tufan vəziyyətini proqnoz etmək üçün aşağıdakı mə'lumatlardan istifadə olunur:  $T_{850}, T_{d850}, T_{700}, T_{d700}$  və  $T_{500}$ . Bu mə'lumatlara görə  $K$  kəmiyyəti aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}$$

$K$ -nin qiymətlərinə görə aşağıdakı cədvəldən tufan vəziyyətinin mümkünlüyü haqqında nəticə çıxarmaq olar.

$K$ -nin alınmış qiymətləri xəritəyə köçürülür və hər 5 vahiddən bir qırmızı qələmlə  $K$  izoxətləri çəkilir. Həmin xəritədə ( $H_{850} + H_{700}$ ) cəminin qiymətləri də qeyd olunur və qara qələmlə izoxətlər çəkilir.

### Uaytinq üsulu ilə tufan proqnozu

*Cədvəl 11.1*

K indeksi	Tufan vəziyyəti
<20	Tufan gözlənilmir
20-25	Ayrı-ayrı tufanlar gözlənilir
25-30	Bə'zi yerlərdə tufan gözlənilir
≥ 30	Hər yerdə tufan gözlənilir

Bu izohiplər 3 km-ə qədər olan təbəqədə hava axınlarının yığılan və dağılan olmasını müəyyən etməyə imkan verir.

Axınların yığılma sahəsində 850 və 700 hPa səviyyələrdə külək 10m/san-dən böyük olmadıqda  $K$  indeksinə görə gözlənilən tufanların miqdarı bir dərəcə artır, külək 10m/san-dən böyük olduqda isə iki dərəcə artır.

Axınların dağılma sahəsində göstərilən səviyyələrdə küləyin sür'əti 10m/san-dən böyük olmadıqda tufanların miqdarı bir dərəcə azalır, küləyin sür'əti 10m/san-dən böyük olduqda isə iki dərəcə azalır.

*Faust üsulu ilə tufan fəaliyyətinin hesablanması.* Atmosferin halını müəyyən etmək üçün stratifikasiya əyrisi rütubətli və quru adiabatlar arasından keçən sıfır buxarlanma dayanıqsızlığı əyrisi müqayisə olunur. Bu dayanıqsızlıq ölçüsünü «sıfır buxarlanma» temperaturu  $T_v$  ilə 500 hPa izobarik səthində temperatur arasındakı fərq kimi hesablamaq təklif edilmişdir:

$$\Delta T = T_v - T_{500}$$

$\Delta T$  kəmiyyəti tufan vəziyyətinin əmələgəlmə ehtimalının dərəcəsini xarakterizə edir.  $\Delta T$  -nin 0°S-dən 3°S-dək olan qiymətlərində tufansız leysan,  $\Delta T > 3^\circ\text{S}$  qiymətlərində isə tufan proqnoz edilir.



Hesablamaları sür'ətləndirmək üçün Faust cədvəl tərtib etmişdir ki, bu cədvəldən 850 hPa izobarik səthdə temperatura ( $T_{850}$ ) və 850 hPa-dan 500 hPa-ə qədər olan təbəqədə orta şəh nöqtəsi çatışmazlığına görə  $T_v$  -nin qiyməti tapılır.

*Radiolokasiya ölçmələrindən istifadə etməklə tufanın proqnozu.* Orta güclü radiolokatorlar tufan ocaqları zonasını 200km-ə qədər, yağıntılar zonasını isə 80km-ə qədər məsafədən aşkar etməyə imkan verir.

Üfqi kəsirlər dairəvi baxış qeydedicisində göstərilir.

Şaquli kəsirlər tufan ocaqlarının, bulud və yağıntı zonalarının şaquli uzunluğunu və quruluşunu müəyyən edir. Bulud və yağıntıların şaquli quruluş şəkilləri məsafə-hündürlük göstəricisində verilir.

Tufan ocaqlarının yerdəyişmə istiqaməti və sür'əti müşahidələrarası dövrdə onların mərkəzlərinin yerdəyişməsi ilə qiymətləndirilir.

Bulud və tufan ocaqları zonalarının konturları radiolokasiya mə'lumatı xəritəsinə köçürülür. Bu xəritədə əsas və ehtiyat aerodromları məntəqələri göstərilir. Dairənin mərkəzində müşahidələrin aparıldığı məntəqə yerləşir. Xəritənin sağ tərəfində məsafə – hündürlük göstəricisindən alınmış mə'lumatlar, yə'ni müşahidə anında buludluluğun şaquli məsafəsi və quruluşu haqqında mə'lumatlar qeyd olunur.

Dairənin şaquli və üfqi oxlarında kilometrərlə məsafələr göstərilir. Çevrənin perimetri boyunca azimutlar verilmişdir.

Eyni bir tufan ocağının yerdəyişmə məsafəsinə görə (müşahidələrarası müddətdə) hərəkət sür'ətini aşağıdakı düsturla tə'yin etmək olar:

$$V = \frac{S}{\Delta t} \cdot 60 \text{ km/saat}$$

burada S - zaman intervalı  $\Delta t$  (dəq.) ərzində tufan mərkəzinin keçdiyi yoldur (km-lə).

Tufan ocağının inkişaf meyli onun şəklinin xarici görünüşünə əsasən qiymətləndirilir.

a) tufan ocağının sahəsi böyüdükdə və onun parlaqlığı bir müddətdən başqa müddətə gücləndikdə bu hadisə tufanın inkişaf etməsi kimi qəbul edilir:

b) tufan ocağının sahəsi kiçildikdə və parlaqlıq azaldıqda hadisə tufanın zəiflənməsi kimi qəbul edilir.

Tufan ocağının sərhədlərinin kəskin olması daha intensiv leysanlarla əlaqədardır.

*Dolunun proqnozu.* İllik gedişdə dolunun təkrarlanma maksimumu may-iyul aylarına, sutkalıq maksimumu isə günortadan sonrakı saatlara düşür.

Dolunun düşməsində aşağıdakı sinoptik şəraitlər daha səciyyəvidir:

a) soyuq cəbhələr; əgər günün birinci yarısında azbuludlu hava, saat 9-10-dan isə təzyiqin düşməsi müşahidə edilirsə, onda dolu düşməsi ehtimalı artır;

b) okklyuziya cəbhələri (soyuq cəbhəsi yaxşı nəzərə çarpan).

$AT_{500}$  xəritəsində soyuq hava adveksiyası,  $AT_{850}$  xəritəsində isə isti hava adveksiyası müşahidə edildikdə dolu düşməsi ehtimalı artır. Ona görə də dolunun proqnozunda məntəqə üzərindən soyuq havanın keçməsinə və onun keçmə vaxtını müəyyən etmək lazımdır.

Buludda dolu aşağıdakı şəraitdə əmələ gəlir:

1) yuxarı qalxan konvektiv hava axınının maksimal sür'əti 10 m/san-dən çox olmalıdır. Bu cür sür'ətlərdə rütubətlik toplanır və yuxarı qalxan hava axını radiusu 0,5 sm olan dolunu saxlaya bilər:

2) buludda konvektiv axının maksimal sür'ət səviyyəsi  $0^{\circ}\text{S}$  izotermi səviyyəsindən yuxarı olmalıdır;

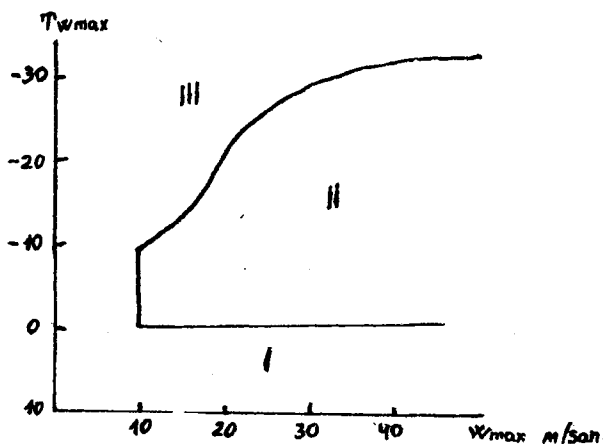
3) rütubətliyin toplanma zonasında sululuq elə olmalıdır ki, dolunun rütubət artımı baş verə bilsin;

4) konvektiv axın sür'ətinin sıfıra bərabər olduğu səviyyə  $-20^{\circ}\text{S}$ ,  $-24^{\circ}\text{S}$  izotermələrindən yuxarıda olmalıdır.

Şəkil 11.4-də dolunun böyütmə rejiminin konvektiv axının  $w_{max}$  maksimal sürətindən və maksimal sürət səviyyəsində  $T_{wmax}$  temperaturundan asılılıq qrafiki verilmişdir. Qrafikdə yığıntıların əmələ gəlmə zonaları I-III ayrılmışdır: maye (I), bərk dolu (II) və qar yarması (III).

Müəyyən edilmişdir ki, diametri 3 sm-dən böyük olan dolular atmosferin isti hissəsindən keçdikdə cüz'i sürətdə əriyir. Ona görə də buludda konvektiv axının maksimal sür'əti 30 m/san-dən çox olduqda dolunun ölçüsü aşağıdakı düsturdan tapıla bilər:

$$R = \gamma w_{max}^2$$



Şək.11.4. Dolunun böyümə rejimi

burada  $R$  - dolunun sm-lə radiusu;  $w_{max}$  - yuxarı qalxan hava axınının m/san-lə maksimal sür'əti,  $\gamma$  - qiymətçə 0,00145 olan ölçü parametridir.

Kiçik diametrlidolular  $0^{\circ}\text{S}$  izotermindən aşağıda adətən əriyirlər.

## XII. SIRSIRA, QIROV VƏ TƏYYARƏLƏRİN BUZ BAĞLAMASININ PROQNOZU

*Sırsıra və qırovun proqnozu.* Sırsıra, yağış və çiskin damcılarının yerüstü cisimlər üzərində donması nəticəsində əmələ gələn buzdan ibarətdir. Sırsıra ən çox yer səthi yaxınlığında havanın temperaturu  $0^{\circ}\text{S}$ -dən  $-6^{\circ}\text{S}$ -dək olduqda əmələ gəlir.

Qırov duman damcılarının ağaclar, kolluqlar və məftillər üzərində donması nəticəsində əmələ gəlir. Qırov  $0^{\circ}\text{S}$ -dən  $-40^{\circ}\text{S}$ -dək olan böyük mənfi temperaturalar diapazonunda əmələ gələ bilər.

Sırsıra və qırov əsasən cisimlərin küləkdöyən tərəfində əmələ gəlir. Bunların qalınlığı bir neçə santimetrə çata bilər ki, bu halda məftillərin kütləvi sürətdə qırılması və hətta rabitə, elektrik dirəklərinin, ağacların sınması baş verə bilər.

*1. Sırsıranın proqnozu.* Sırsıranın proqnozu yer səthi yaxınlığında havanın mənfi temperaturalarında maye yağıntıların proqnozuna

gətirilir. Bu cür şərait həm birçins hava kütlələri daxilində, həm də atmosfer cəbhələri zonasında əmələ gələ bilər.

Kütlədaxili sırsıra adətən azhərəkətli antitsiklon və ya tsiklonların ətraflarında isti rütubətli hava adveksiyası zonasında əmələ gəlir. Bu zaman kifayət qədər qalın laylı buludluluğun və sərhəd təbəqəsində temperatur inversiyasının olması daha səciyyəvidir. Sırsıra duman hissəciklərinin çökməsi və donması nəticəsində də əmələ gələ bilər. Məntəqənin dəniz səviyyəsindən hündürlüyü artdıqca kütlədaxili sırsıranın intensivliyi də artır.

Cəbhə sırsırası ən çox azhərəkətli isti cəbhələr zonasında müşahidə edilir. Soyuq cəbhələr zonasında sırsıra nadir hallarda əmələ gəlir.

Cəbhə sırsırasının əmələ gəlməsi üçün ən əlverişli şərait cəbhə xətti yaxınlığında soyuq havada yer səthi yaxınlığında mənfi temperaturlar, isti havada isə müsbət temperaturlar olduqda baş verir.

Sırsıranın proqnoz məsələsi aşağıdakı kimi həll olunur.

1) Başlangıç yerüstü hava xəritəsində sırsıranın əmələ gəldiyi və bunun üçün əlverişli şəraitin olduğu (yer səthi yaxınlığında havanın 0°S-dən -10°S-dək temperaturlarında yağıntı verən aşağı laylı buludluluq və həmçinin mənfi və müsbət temperaturlu hava kütlələrini ayıran cəbhə zonaları) bütün sahələr aşkar edilir. Bundan sonra həmin sahələrin yerdəyişmə proqnozu tərtib olunur. Bu sahələrin keçdiyi rayonlarda sırsıra əmələ gəlməsi gözlənilir. Belə üsul böyük ərazidə sırsıra vəziyyətini tez bir zamanda qiymətləndirməyə imkan verir, lakin kifayət qədər e'tibarlı deyildir, çünki temperatur və rütubətliyin mümkün dəyişmələri nəzərə alınmır.

2) Dəqiqləşdirmək üçün  $H_{1000}^{500}$  ilə sırsıranın əmələgəlmə ehtimalı arasında korrelyasiya əlaqəsinə əsaslanan üsuldan istifadə olunur. Bu üsul aşağıdakı ardıcılıqla tətbiq edilir:

a) sırsıranın proqnoz edildiyi məntəqə üçün müəyyən zaman ərzində (adətən 24 saat)  $H_{1000}^{500}$  -nin advektiv dəyişməsi  $(\Delta H_{1000}^{500})_{ADB}$  müəyyən edilir:

b) tapılmış  $(\Delta H_{1000}^{500})_{ADB}$  qiymətinə görə qrafikin köməyi ilə  $(\Delta H_{1000}^{500})_{TP}$  transformasiya dəyişməsi müəyyən edilir:

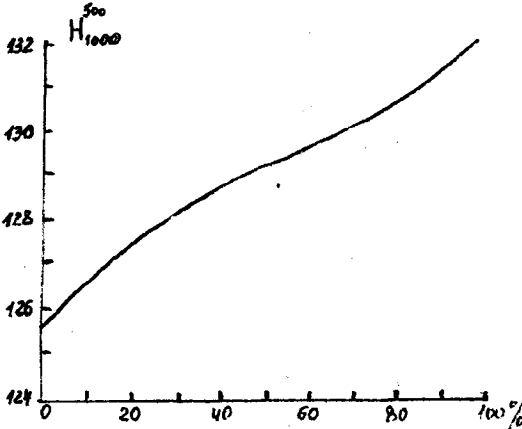
v) gözlənilən qiymət hesablanır:

$$(H_{1000}^{500})_{g\ddot{z}l.} = (H_{1000}^{500})_{ba\ddot{s}l.} + (\Delta H_{1000}^{500})_{ADB} + (\Delta H_{1000}^{500})_{TP};$$

q) tapılmış  $(H_{1000}^{500})_{gözl}$ . Qiymətinə görə qrafikin köməyiylə (şək.12.1) sırsıranın ehtimalı müəyyən edilir.

2. *Qırovun proqnozu*. Qırovun proqnozu yer səthi yaxınlığında havanın mənfi temperaturlarında dumanın proqnozuna gətirilir.

*Təyyarələrin buz bağlamasının diaqnoz və proqnozu*. Uçuş zamanı təyyarənin səthində buz əmələ gəlməsinə təyyarənin buz bağlaması deyilir.



Şək.12.1. Sırsıranın ehtimalını müəyyən etmək üçün qrafik

Təyyarənin buz bağlaması nəticəsində onun uçuş çəkisi artır, aerodinamik keyfiyyətləri pisləşir, mühərrikin və naviqasiya cihazlarının normal işi pozulur, pilot kabinəsinin şəffaflığı azalır. Ona görə də təyyarənin buz bağlamasının proqnozu uçuşun meteoroloji şəraitinin proqnozunda əsas yer tutur.

Təyyarənin temperaturu  $0^{\circ}\text{S}$ -dən aşağı olan hissələrinin buz bağlaması mümkündür. Təyyarənin üzərində su buxarlarının sublimasiyası və həddən artıq soyumuş bulud damcılarının və ya yağış damcılarının donması nəticəsində buz əmələ gələ bilər.

Təyyarənin buz bağlaması onun intensivliyi və ya buzun artma sürəti ilə, buz bağlama dərəcəsi ilə, əmələ gələn buzun növü və quruluşu ilə və təyyarə üzərində oturma forması ilə fərqlənir.

Buz bağlama intensivliyi vahid zamanda əmələ gələn buz təbəqəsinin qalınlığı ilə qiymətləndirilir (mm/dəq. ilə). Buz bağlama intensivliyi bir sıra amillərdən asılıdır və aşağıdakı düsturla ifadə olunur:

$$J = 1,67 \cdot 10^{-2} \frac{uw}{\rho_{\delta}} \tilde{E} \beta \text{ [mm/dəq.]}$$

burada  $u$  – km/saat-larla uçuş sür'əti;  $w$  –  $q/m^3$ -larla buludların suluğu;  $\rho_{\delta}$  –  $q/m^3$  –larla buzun sıxlığı;  $\tilde{E}$  – damcılar zəbt etmə əmsalı;  $\beta$  – donma əmsalıdır.

İntensivlik  $J \leq 0,5$  mm/dəq olduqda zəif,  $J = 0,51 \div 1,0$  mm/dəq. olduqda mülayim,  $J = 1,1 \div 2,0$  mm/dəq. olduqda güclü və  $J > 2,0$  mm/dəq. olduqda çox güclü adlanır.

Buz bağlama dərəcəsi və ya sadəcə buz bağlama təyyarənin səthində əmələ gəlmiş buz təbəqəsinin ümumi qalınlığı ilə millimetrlərlə xarakterizə olunur. Bu halda buz bağlama zəif, mülayim və güclü olaraq qiymətləndirilir.

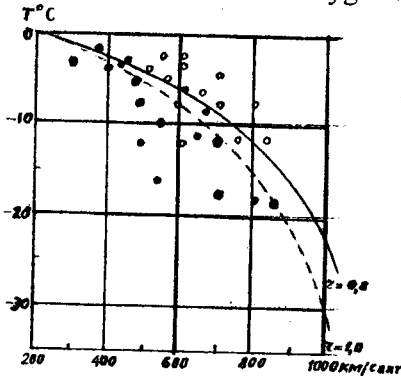
Uçan təyyarənin səthinin temperaturu və deməli onun buz bağlaması nəinki ətraf havanın temperaturundan, həm də kinetik qızmadan asılıdır. Buludsuz havada uçuş zamanı təyyarənin ön hissəsinin kinetik qızması aşağıdakı düsturla ifadə olunur:

$$\Delta T_{\text{кин.}} = \frac{C^2}{2000} = 5 \cdot \left( \frac{C}{100} \right)^2$$

burada  $C$  – uçuş sür'əti, m/san-lərlə.

Buludlarda və yağış zonalarında kinetik qızma həmin düsturla hesablanmadan iki dəfə azdır.

Buz bağlama şəraitini müəyyən etmək üçün xüsusi qrafikdən istifadə olunur (şək.12.2). Bu qrafikdə qırıq-qırıq xətt təyyarənin ön hissələrinə uyğundur ( $r = 1$  olduqda hava selinin tam



tormozlanması), bütöv xətt isə onun uzaq hissələrinə uyğundur ki, burada kinetik enerjinin yalnız 0,8 hissəsi istiliyə çevrilir ( $r = 0,8$ ). Uçuşu xarakterizə edən nöqtə  $r = 0,8$  əyrisindən yuxarıda olduqda buz bağlama olmur.

Şək.12.2. Buz bağlama şəraitini müəyyən etmək üçün qrafik

*Buz bağlama şəraitinin diaqnozu.* Təyyarələrin uçuş zamanı buz bağlaması həddən artıq soyumuş buludlarda və ya mənfi temperaturlarda yağış zonalarında və təyyarələrin səthinin uçuş sür'ətindən asılı olan uyğun kinetik qızmasında baş verə bilər. Uçuş sür'əti böyük olduqca kinetik qızma da böyükdür və deməli bu halda buludlarda və ya yağış zonasında temperatur daha aşağı olmalıdır. Beləliklə təyyarələrin buz bağlamasının diaqnozunda aşağıdakılar müəyyən olunur: 1) buz bağlama üçün əlverişli şəraitlər; 2) təyyarənin buz bağlamasının baş verdiyi uçuş sür'əti.

Buz bağlama üçün əlverişli şəraitin müəyyən olunması  $0^{\circ}\text{S}$  aşağı temperaturlarda damcılı buludların və yağış zonalarının aşkar edilməsindən ibarətdir. Bunun üçün ilk növbədə  $0^{\circ}\text{S}$ ,  $-10^{\circ}\text{S}$  və  $-20^{\circ}\text{S}$  izotermnlərinin keçdiyi hündürlüklər müəyyən olunur.  $0^{\circ}\text{S}$  və  $-20^{\circ}\text{S}$  izotermnləri ən intensiv buz bağlama təbəqəsini hüdudlandırır. Bundan sonra  $0^{\circ}\text{S}$  izotermindən yuxarıda buludların və yağışın olması müəyyənləşdirilir və nəhayət onların fazası və sululuğu qiymətləndirilir.

Lələkli və lələk-laylı buludlar buz kristallarından ibarətdir, onların sululuğu  $q/m^3$ -nün yüzdə bir hissələrini təşkil edir. Bu cür buludlarla buz bağlama az müşahidə edilir və zəif olur.

Yüksək-laylı və laylı-yağış buludları mənfi temperaturlarda buz kristallarından və damcılardan ibarət olur. Onların sululuğu  $q/m^3$ -nün onda bir hissələrini təşkil edir. Bu buludlarda buz bağlama zəifdir və ya olmur.

Mənfi temperaturda laylı, laylı-topa və yüksək-topa buludlar damcılardan ibarət olaraq qalır. Onların sululuğu  $q/m^3$ -nün onda bir hissələrindən bir  $q/m^3$ -na qədərdir. Bunlarda buz bağlama üçün əlverişli şərait yaranır. Kiçik uçuş sür'ətlərində təyyarənin səthinin kinetik qızması kiçik olduğundan laylı və laylı-topa buludlarda buz bağlama xeyli böyük intensivliyə çatır. Lakin bu bulud təbəqələrinin qalınlığı kiçik olduğundan təyyarə, lazımı gəldikdə, tez bir zamanda kənara çıxıb bilər.

Topa-yağış buludları yuxarı hissəsini çıxmaş şərt ilə mənfi temperaturlarda damcılardan və buz elementlərindən ibarət olur. Onların sululuğu həmişə çoxdur və 3-4  $q/m^3$ -na çatıb bilər. Bu buludlarda buz bağlama üçün çox əlverişli şərait yaranır.

Beləliklə, təyyarələrin buz bağlaması üçün ən əlverişli şəraitlər laylı, laylı-topa və xüsusilə topa-yağış buludlarında əmələ gəlir.

### XIII. PROQNOZLARIN ÖZÜNÜ DOĞRULTMASININ TƏHLİLİ

Proqnozun özünü doğrultması dedikdə atmosferin proqnoz edilən halı ilə həqiqətdə baş vermiş halının uyğunluğu başa düşülür. Bütün proqnoz növlərinin özünü doğrultması onların tə'sir müddəti qurtaran kimi müəyyən edilir.

Proqnozun atmosferin müşahidə edilmiş vəziyyəti ilə fərqi-nin səbəblərinin aydınlaşdırılması sonrakı proqnozlarda analoji sə-bəbləin qarşısını almaq və xətanı azaltmaq məqsədini güdür.

Proqnozların xətaalarını onları əmələ gətirən səbəblərdən asılı olaraq aşağıdakı üç qrupda birləşdirmək olar:

1) proqnozun işlənməsində və verilməsində başlanğıc mə'lumatların kifayət qədər düzgün olmaması hesabına əmələ gələn xətaalar;

2) proqnoz üsulunun düzgün tətbiq edilməməsi nəticəsində - əmələ gələn xətaalar;

3) proqnoz üsulunun özünün təkmil olmaması ilə əlaqədar olan xətaalar;

Məsələn, tsiklonun yerdəyişməsinin ekstrapolyasiyasının xətaalarının səbəbləri onun əvvəlki dövrdə yerdəyişməsinin müəy-yən edilməsində buraxılan xətaalar, hesablamaların qeyri-dəqiq ol-ması və yaxud xəritə vərəqində qrafiki qurmaların dəqiq olmaması və nəhayət, tsiklonların hərəkət modelinin özünün düzgün olmama-sıdır.

Real şəraitdə proqnozların xətaaları hər bir amilin birlikdə tə'siri ilə əmələ gəlir:

$$\Delta_c = \Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3,$$

burada  $\Delta_c$  - proqnozun cəm xətası,  $\Delta_1$ ,  $\Delta_2$  və  $\Delta_3$  - 1,2 və 3-cü qrup proqnozların xətaalarıdır.

Yuxarıdakı ifadəni kvadrata yüksəldib, çoxlu sayda proqnozlar üzrə ortalaşdıraraq alırıq:

$$\overline{\Delta_c^2} = \overline{\Delta_1^2} + \overline{\Delta_2^2} + \overline{\Delta_3^2} \quad (13.1)$$

Bu bərabərliyin sağ tərəfindəki birinci hədd meteoroloji kə-miyyətlərin başlanğıc qiymətlərinin orta dəqiqlik xarakteristikaları üzrə qiymətləndirilə bilər. İkinci hədd eyni bir başlanğıc mə'lumat-lar üzrə bir neçə proqnozçunun tərtib etdiyi "paralel" proqnozlarla qiymətləndirilir, üçüncü hədd isə proqnoz üsulunun təkmillik dərəcəsini müəyyən edir və aşağıdakı kimi hesablanır:



$$\overline{\Delta_3^2} = \overline{\Delta_c^2} - \overline{\Delta_1^2} - \overline{\Delta_2^2} \quad (13.2)$$

Bundan sonra isə hər bir toplananın proqnozların cəm xətasına nisbi tə'sirlər asanlıqla tapılır:

$$\frac{\overline{\Delta_1^2}}{\overline{\Delta^2}}, \frac{\overline{\Delta_2^2}}{\overline{\Delta^2}} \text{ və } \frac{\overline{\Delta_3^2}}{\overline{\Delta^2}}$$

Hal-hazırda sinoptik çoxlu sayda proqnoz qaydalarından və üsullarından istifadə edə bilər ki, bunların köməyi ilə verilmiş meteoroloji kəmiyyətin qiymətini qabaqcadan hesablamaq olar. Məsələn, tufanların proqnozu üçün hava xidmətində 40-dan çox müxtəlif üsullardan istifadə edilir.

Ona görə də verilmiş coğrafi rayonda, verilmiş sinoptik vəziyyətdə mə'lum olan üsullardan hansının ən yaxşı orta özünü doğrultmasını tə'min etməsi məsələsi birinci dərəcəli əhəmiyyətə malikdir. Bu məsələ əvvəllər tərtib edilmiş proqnozların statistik təhlili nəticəsində həll oluna bilər.

Belə təhlil nəticəsində üsullardan tətbiq olunma həddləri müəyyən olunur. Göstərilən üsulla alınmış tə'limatlar optimal proqnoz metodikasının seçilməsi üçün əsas yaradır.

Müasir proqnoz üsullarının heç biri verilmiş meteoroloji kəmiyyətin proqnoz qiymətinin müşahidə edilən qiyməti ilə üst-üstə həmişə düşməsinə zəmanət vermir. Bu baxımdan bütün proqnozlar ehtimallı olur. Proqnozdan istifadə edənlərə meteoroloji kəmiyyətin elə qiymətləri mə'lumat verilir ki, onların baş verməsi daha çox ehtimallı olsun.

Bununla belə proqnozdan istifadə edənləri meteoroloji kəmiyyətin bu və ya başqa qiymətinin, bu və ya başqa hava hadisəsinin hansı ehtimalla gözlənilədiyi də maraqlandırır. Bu ehtimalın nə qədər böyük olmasından asılı olaraq öz fəaliyyətini elə planlaşdırır ki, ən böyük iqtisadi effekt alınsın. Bu ehtimalların müəyyən edilməsi proqnozların özünü doğrultmasının təhlilinin əsas məsələlərindən biridir.

*Ümumi tə'yinatlı proqnozların özünü doğrultmasının təhlili.* Yuxarıda göstərilmiş məsələlərin bir çoxunun həlli proqnozların özünü doğrultmasının statistik təhlilinin nəticələrinə əsaslanır. Bu cür təhlil metodikasına əvvəlcə ümumi tə'yinatlı fərdi proqnozlar üçün baxaq.

Təhlildə birinci addım hesablamada aparılan proqnozların seçilməsidir. Bu seçməni formalaşdırdıqda, yaxşı olar ki, analogi başlanğıc şərait (coğrafi rayon, ilin vaxtı, sutkanın vaxtı, sinoptik şərait) üçün tərtib edilmiş proqnozlar bura daxil olsun. Bu tələbin pozulması effektiv proqnoz üsullarının özünü doğrultmamasına gətirib çıxarır. Belə ki, kütlədaxili buludluğun proqnozlarında yüksək özünü doğrultmanı təmin edən üsul cəbhə buludluğunun proqnozları üçün yararlı olmaya bilər.

Proqnozların özünü doğrultmasının e'tibarlı kəmiyyətlərini almaq üçün başlanğıc seçməyə daxil edilən halların sayı kifayət qədər böyük olmalıdır. Qısamüddətli proqnozların özünü doğrultmasının təhlili praktikasının göstərdiyi kimi seçməyə 100-200 proqnoz cəlb edildikdə bu tələbat adətən ödənilir.

*Miqdar proqnozları.* Miqdar proqnozlarının e'tibarlılığını qiymətləndirmək üçün aşağıdakı kriterilərdən istifadə olunur.

1. Meteoroloji kəmiyyətin proqnoz edilən və faktik qiymətləri arasında korrelyasiya əmsali:

$$r = \frac{(f_{pr} - \bar{f}_{pr})(f_f - \bar{f}_f)}{\sqrt{(f_{pr} - \bar{f}_{pr})^2} \sqrt{(f_f - \bar{f}_f)^2}} \quad (13.3)$$

burada  $f_{pr}$  və  $f_f - f$  meteoroloji kəmiyyətinin proqnoz edilən və faktik qiymətləridir,  $\bar{f}_{pr}$  və  $\bar{f}_f$  - uyğun orta qiymətlərdir.

2. Orta mütləq  $\eta$  və ya orta kvadratik  $\sigma$  proqnoz xətalıdır. Bu xətalər aşağıdakı düsturlarla hesablanır:

$$\eta = |f_{pr} - f_f| \quad (13.4)$$

$$\sigma = \sqrt{(f_{pr} - f_f)^2}$$

Normal paylanma qanununa tabe olan xətalər üçün  $\eta = 0,8\sigma$  -dir.

3. Orta nisbi xəta aşağıdakı düsturlardan biri ilə hesablanır:

$$\frac{\eta}{\eta_1} = \frac{|f_{pr} - f_f|}{|f_f - \bar{f}_f|}, \quad \frac{\sigma}{\sigma_1} = \frac{\sqrt{(f_{pr} - f_f)^2}}{\sqrt{(f_f - \bar{f}_f)^2}} \quad (13.5)$$

və yaxud

$$\frac{\eta}{\eta_2} = \frac{|f_{pr} - f_f|}{|f_f - \bar{f}_f|}, \quad \frac{\sigma}{\sigma_2} = \frac{\sqrt{(f_{pr} - f_f)^2}}{\sqrt{(f_f - \bar{f}_f)^2}} \quad (13.6)$$

burada  $\eta_1(\sigma_1)$  - iqlim proqnozunun orta mütləq (kvadratik) xətası,  $\eta_2(\sigma_2)$  - ətalət proqnozunun orta mütləq (kvadratik) xətasıdır,  $f_f$  - proqnozun tərtib edildiyi anda meteoroloji kəmiyyətin müşahidə edilən qiymətidir.

Nisbi xətlər  $\eta$  və  $\sigma$ -dan kiçikdir və seçmənin tərkibindən asılıdır.

Qısamüddətli proqnozlar üçün adətən  $\eta_2 < \eta_1$  və  $\sigma_2 < \sigma_1$  olur. Uzunmüddətli proqnozlar üçün tərsinə olan bərabərsizliklər ödənilir.

*Alternativ proqnozlar.* Alternativ proqnozlarda  $f_1$  və  $f_2$  prediktantlarının baş vermə hallarının paylanması cədvəl 1-dəki kimi verilmişdir.

Cədvəl 1

Proqnoz edilmişdir	Müşahidə edilmişdir		
	$f_1$	$f_2$	$\Sigma$
$F_1$	$n_{11}$	$n_{12}$	$n_{10}$
$F_2$	$n_{21}$	$n_{22}$	$n_{20}$
$\Sigma$	$n_{01}$	$n_{02}$	$n_{00}$

Alternativ proqnozların e'tibarlılığını qiymətləndirmək üçün aşağıdakı kriterilərdən istifadə edilir:

1. Özünü doğrultmuş proqnozların təkrarlanması

$$u = \frac{n_{11} + n_{22}}{n_{00}} \quad (13.7)$$

2. N.A.Baqrov kriterisi

$$H_B = \frac{u - u_0}{1 - u_0} \quad (13.8)$$

burada  $u_o = \frac{n_{01}n_{10} + n_{02}n_{20}}{n_{00}n_{00}}$  özünü doğruldan təsadüfi proqnozların təkrarlanmasıdır.

Təbiidir ki, təsadüfi proqnozlar üçün  $H_B = 0$  və  $H_B$  vahidə yaxın olduqca üsul daha təkmil üsul hesab edilir.

## 2. Obuxov kriterisi

$$Q = \frac{u - u_o}{1 - u_o} \quad (13.9)$$

burada  $u_o = \frac{n_{01}n_{01} + n_{02}n_{02}}{n_{00}n_{00}}$  - özünü doğruldan təsadüfi proqnozların təkrarlanmasıdır.

Praktiki hesablamalar aparmaq üçün (13.9) düsturu aşağıdakı şəkildə yazıla bilər:

$$Q = 1 - (\alpha + \beta) \quad (13.10)$$

burada  $\alpha = \frac{n_{12}}{n_{02}}$ ,  $\beta = \frac{n_{21}}{n_{01}}$  - özünü doğrultmayan proqnozların şərti təkrarlanmalarıdır.

Aydınır ki, təsadüfi proqnozlar üçün  $Q = 0$  və ideal proqnozlar üçün  $Q = 1$ .

Xüsusi tə'yinatlı proqnozların özünü doğrultmasının təhlilində  $Q$  kriterisi  $u$  və  $H$  kriterilərindən daha çox əlverişlidir.

*Xüsusi tə'yinatlı proqnozların effektivliyinin təhlili.* Xüsusi tə'yinatlı proqnozların effektivliyinin təhlili nəticəsində meteoroloji informasiyanın işlədiciyi üçün onların «faydalılıq» dərəcəsi alınmalıdır.

Xüsusi tə'yinatlı proqnozların qiymətləndirilməsi üçün onların iqtisadi effektivliyinin hesablanma nəticələri əsas götürülməlidir. Lakin bu cür hesablamaları həmişə aparmaq olmur, yalnız müəyyən hallarda xərclər cədvəli tərtib edilir. Bu səbəbdən kompleks xüsusi tə'yinatlı proqnozların qiymətləndirilməsi bir qayda olaraq, sadələşdirilmiş şəkildə aparılır. Bu cür sadələşdirilmiş qiymətləndirmənin prinsipi aşağıdakından ibarətdir. Hər şeydən əvvəl hər bir proqnoz növü üçün qiymətləndirmədə proqnoz dəqiqliyi nəzərə alınan meteoroloji kəmiyyətlərin siyahısı tutulur. Bundan sonra seçilmiş hər bir

kəmiyyət üçün proqnoz və müşahidə edilən qiymətlər arasındakı mümkün olan fərqlər müəyyən edilir.

Qiymətləndirilən kompleks proqnozlar iki növə ayrılır: özünü «doğrudan» və «doğrultmayan». Kompleks proqnozlar seriyasının qiymətləndirmə nəticələrinin statistik işlənməsi özünü doğrudan və doğrultmayan proqnozların təkrarlanmalarının müəyyən edilməsinə gətirilir.

#### XIV. ATMOSFERİN ÜMUMİ DÖVRANININ ƏSAS XÜSUSİYYƏTLƏRİ

*Atmosferin ümumi dövrənini şərtləndirən əsas amillər.* Troposferdə, stratosferdə və aşağı mezosferdə hava axınları birlikdə atmosferin ümumi dövrənini adlanır. Bu təbəqələrdə atmosfer prosesləri qarşılıqlı əlaqədardır və müəyyən dərəcədə hidrodinamika tənlikləri ilə təsvir edilir. Atmosferin yuxarıdakı seyrək təbəqələri (termosfer və ekzosfer) fiziki və kimyəvi proseslərin xarakterinə görə aşağıdakı təbəqələrdən əhəmiyyətli dərəcədə fərqlənir. Yuxarı təbəqələrdəki proseslərin qarşılıqlı əlaqəsi kifayət qədər öyrənilməmişdir. Beləliklə, aşağı üç təbəqədə ümumi dövrən nəticəsində üfqü və şaquli istiqamətlərdə böyük hava kütlələrinin mübadiləsi baş verir.

Böyük miqyaslı əsas atmosfer hərəkətlərinə şımaq axınları, tsiklon və antitsiklonlar sistemində dövrən, passatlar, mussonlar aid edilir. Elə bu növ atmosfer hərəkətləri Yer in hava və iqliminin formalaşmasında əhəmiyyətli rol oynayır.

Müəyyən coğrafi rayonlara xas olan öz miqyaslarına görə nisbətən kiçik hərəkətlər, məsələn fırtınalı küləklər (şkvallar), smerclər, brizlər, dağ-dərə küləkləri və başqaları, yerli xarakter daşıyır və ümumi dövrən rejiminə əhəmiyyətli tə'sir göstərə bilmir. Bu cür mezomiqyaslı hərəkətlər, adətən, böyük miqyaslı dövrən in tə'siri ilə ya pozulur (brizlər, dağ-dərə küləkləri), ya da inkişaf edir (smerclər, fırtınalı küləklər və s.)

Atmosfer dövrənini bir çox amillərlə əlaqədardır, bunların içərisində daha vacibləri Günəş in şüa enerjisi, Yer in öz oxu ətrafında fırlanması, yer səthinin qeyri-bircinsliyi, sürtünmədir.

*Günəş in şüa enerjisi* atmosfer dövrəninin əsas mənbəidir, onun yer kürəsi üzrə qeyri-bərabər paylanması isə qlobal dövrən in əsas səbəbidir.

*Yerin fırlanması.* Yerin fırlanması atmosferdə yüksək və mülayim enliklərdəki hərəkətlərə daha çox tə'sir göstərir. Ekvatorda bu tə'sir sifra yaxınlaşır. Ona görə də böyük miqyaslı hərəkətlərin öyrənilməsində Yer fırlanmasının tə'sirinin enliyə görə dəyişməsi (meridian boyunca) nəzərə alınır. Atmosferin ümumi dövrəsinin nəzəri məsələlərinin həllində Yerin fırlanma bucaq sür'əti adətən sabit qəbul edilir.

*Yer səthinin tə'siri* yalnız yerə yaxın təbəqədə hava dövrəni ilə məhdudlanmır, turbulent qarışma nəticəsində bütün troposferə yayılır.

*Yer səthi ilə sürtünmə* həmişə hava axınlarının sür'ətini azaldır və istiqamətini dəyişdirir. Bu, atmosferin hündürlüyü 1,0-1,5 km olan sərhəd təbəqəsində baş verir.

Atmosferin ümumi dövrəsinin formalaşmasına atmosferin ölçüləri də tə'sir edir (şaquli və üfqi ölçülərinin nisbəti). Müasir peyk mə'lumatlarına görə atmosferin şərti yuxarı sərhəddi 2000 km-ə yaxın hündürlükdədir, lakin atmosferin, demək olar ki, bütün kütləsi troposferdə və stratosferdə toplanmışdır. Stratosferin yuxarı sərhəddində (50-55 km) havanın təzyiqi 0,1 mb-a yaxındır.

Yuxarıdakı əsas amillərin tə'sirini göstərən əsas ümumi dövrə qanunauyğuluqlarına aşağıdakılar aid edilir:

1) böyük miqyaslı proseslərdə üfqi hərəkət sür'ətlərinin şaquli sür'ətlərdən böyük olması ( $u \approx 10$  m/san,  $v \approx 10$  m/san,  $w \approx 1$  sm/san);

2) zona (en dairələri üzrə) hava axınlarının meridional hava axınlarından üstünlük təşkil etməsi;

3) atmosfer hərəkətlərinin ən çox burulğanlı xarakter daşması;

4) atmosfer hərəkətlərinin stasionar olmaması, onların daim dəyişkənliyi və bu səbəbdən də atmosfer dövrəni və onun quruluş ünsürlərinin fasiləsiz dəyişməsi;

5) bir təbəqədən başqasına keçdikdə hava axınlarının sür'ət və istiqamətinin dəyişməsi və kinetik enerjinin həm üfqi, həm də şaquli istiqamətdə qeyri-bərabər paylanması;

6) mövsümdən mövsümə hava axınlarının sür'ət və istiqamətinin dəyişməsi.

Atmosfer dövrəsinə daha dəqiq baxılsa, onda yuxarıda sayılan qanunauyğunluqlara başqaları da əlavə oluna bilər.

Troposferdə barik qradient qüvvəsinin üfqi toplananı tropiklərdən (ist sahə) qütblərə (soyuq sahə) yönəlmişdir ki, Yer fırlanmasının meyletdirici tə'siri altında troposferdə və aşağı stratosferdə qərb küləklərinin üstün olmasını şərtləndirir. Beləliklə, mülayim və yuxarı enliklərin atmosfer kütlələri qərbdən şərqə hərəkət edir,

yə`ni qərb köçürməsi üstünlük təşkil edir. Bununla belə Yerin bə`zi rayonlarında müəyyən zaman dövrlərində meridional sirkulyasiya zonaldan üstünlük təşkil edə bilər.

Atmosferdə burulğan hərəkətlərindən başqa dalğa hərəkətləri ola bilər. Bunlara okeandakı qabarmalara oxşar olan atmosferdə az öyrənilmiş qabarmaları, müxtəlif sıxlıqlı atmosfer təbəqələri sərhəddində, yer səthi yaxınlığında dalğa hərəkətləri və tropopauzanın hündürlüyünün dəyişmələrini aid etmək olar. Barik təpələr və çuxurlara da şərti olaraq dalğa proseslərinin nəticəsi kimi baxmaq olar.

Formal olaraq təzyiğin az və ya çox dərəcədə dövrü dəyişmələrinə dalğa prosesi kimi baxmaq olar. Belə ki, dalğa nəzəriyyəsi qeyri-tropik siklonların başlanğıcda əmələ gəlməsini cəbhə səthinin dalğa hərəkətləri ilə əlaqələndirir.

Atmosfer təzyiği sahəsinin və dövrünün dəyişməsinin bilavasitə səbəbi hərəkətlərin stasionar olmamasıdır. Atmosfer hərəkətlərinin qeyri stasionarlığı nəticəsində hava dövrünün ümumi mənzərəsi, heç vaxt tam təkrarlanma olmayaraq dəyişir. Lakin bə`zi detalları nəzərə almasaq, atmosfer proseslərinin nisbi dayanıqlığının bə`zi kəmiyyətlərini müəyyən etmək olar.

Yerin qaz təbəqəsinin özünəməxsusluğu ondan ibarətdir ki, atmosferin ümumi kütləsi çox nazik təbəqədə (Yerin radiusu ilə müqayisədə) toplanmışdır. Həqiqətən də atmosferin kütləsinin 50%-i qalınlığı 5km aşağı təbəqədə, 90%-i 16km-lik təbəqədə və 99%-i 32km-lik təbəqədə toplanmışdır. Elə buna görə də bu və ya başqa təbəqədə kinetik enerjini qiymətləndirdikdə nəinki küləyin sür`ətini, həmçinin havanın sıxlığını nəzərə almaq lazımdır.

Atmosfer dövrünün mövsüm dəyişmələrinin qanunauyğunluqları Günəşdən gələn istilik axınının mövsümdən mövsümə dəyişmələri ilə əlaqədardır. Bu xüsusilə şimal yarımkürəsində özünü aydın göstərir, çünki burada materiklər böyük sahələri əhatə edir. Materiklərin qışda soyuması, yayda isə istiləşməsi materik və okeanlar arasında temperatur fərqlərinin işarəsinin dəyişməsinə səbəb olur. Nəticədə mövsüm dəyişdikdə küləyi üstün istiqaməti də dəyişir (mussonlar).

Atmosferin ümumi dövrünü müxtəlif üsullarla öyrənilir:

- 1) sinoptik üsul-müxtəlif səviyyələrin hava xəritələrinin köməyi ilə böyük miqyaslı proseslərin öyrənilməsi;
- 2) hidrodinamik üsul – atmosfer dövrünün inkişaf qanunauyğunluqlarının öyrənilməsi (fiziki izahı);
- 3) statistik üsul – hava axınlarının (və ya barik sahənin) və başqalarının statistik kəmiyyətlərinin köməyi ilə öyrənilməsi.

*Atmosferin ümumi dövrünün bə`zi kəmiyyətləri.* Meteoroloji kəmiyyətlərin orta aylıq və mövsüm xəritələri uyğun kəmiyyət

sahəsinin quruluş xüsusiyyətləri və onun ərəzidə paylanması haqqında məlumat verir. Hündürlüklərdə barik sahənin quruluşu aşağı hava təbəqəsinin temperaturu ilə müəyyən edildiyindən, fırlanan Yerdə hava dövrünün əsas növü aşağı və yuxarı enliklər arasında temperatur fərqləri ilə əlaqədar olan zonal köçürmədir. Troposferdə və aşağı stratosferdə mülayim və yuxarı enliklərdə ilin bütün fəsilələrində qərb silkulyasiyası üstünlük təşkil edir, çünki temperatur və təzyiqin qiymətləri tropiklərdə daha yüksək, qütb sahələrində isə daha aşağıdır. Həmin səbəbdən də qərb sirkulyasiyası soyuq yarımdə stratosfer – aşağı mezosferdə üstünlük təşkil edir. Yayda bu enlik zonasında qərb köçürməsi 16-20 km hündürlükləri ilə məhdudlanır, bundan yuxarıda qütb stratosferində havanın əhəmiyyətli dərəcədə istiləşməsi şərq köçürməsinin qararlaşmasına səbəb olur.

Havanın temperatur sahəsində olduğu kimi, təzyiq sahəsi və hava axınlarının yer səthi yaxınlığında və hündürlüklərdə xarakteri müxtəlifdir. Yer səthi yaxınlığında orta aylıq izobarlar göstərir ki, hər iki yarım kürənin qütb sahələrində yüksək atmosfer təzyiqi üstünlük təşkil edir. Bu sahələrdən küləklər şimal və cənub yarımkürəsinin mülayim zonasına tərəf istiqamətlənmişdir. Mülayim zonala üçün tez-tez tsiklonların əmələ gəlməsi səciyyəvidir ki, bunun nəticəsində burada alçaq təzyiq hökm sürür və buna nəinki yüksək enliklərdən, həmçinin tez-tez antitsiklonların əmələ gəldiyi subtropiklərdən hava axınları yönəlir. Yüksək təzyiqli subtropik qurşaqdan küləklər ekvator zonasına tərəf də istiqamətlənir. Bunlar şimal və cənub yarımkürəsinin passatlarıdır.

Təzyiqin orta mövsüm xəritələrində müəyyən rayonlarda statistik hesablamalar nəticəsində *atmosferin tə'sir mərkəzləri* ayrılır. Bu cür tə'sir mərkəzləri atmosferin ümumi dövründə mühüm rol oynamır, lakin onlar Yer kürəsinin bu və ya başqa rayonlarında tsiklon və antitsiklonların tez-tez təkrarlanmalarını göstərir. Yerüstü orta təzyiq xəritələrində aşağıdakı tə'sir mərkəzləri ayrılır: şimal yarımkürəsində – island depressiyası və azor antitsiklonu, aleut depressiyası, Asiya və Şimali Amerika qış antitsiklonları, cənubi Asiya yay depressiyası; cənub yarımkürəsində ön antarktika alçaq təzyiq zonası, cənubi atlantik antitsiklonu, cənubi hind və cənub okean antitsiklonları.

Adları yuxarıda çəkilən əsas tə'sir mərkəzlərindən başqa Avstraliya yay tsiklonu və qış antitsiklonu, cənubi Afrika yay tsiklonu və antitsiklonu, zəif arktik tsiklonu, ekvatorial alçaq təzyiq zonası və başqaları da mövcuddur.

Yer səthi yaxınlığında bu cür mürəkkəb təzyiq sahəsi hündürlük artdıqca sadələşir. Artıq 3-5 km və daha yuxarı səviyyələrdə



hər iki yarımkürədə orta təzyiq sahəsi atmosfer dövrünün əsas sistemini – qərb köçürməsinə əks etdirir.

*Atmosfer proseslərinin növləşdirilməsi və sirkulyasiya indeksləri.* Atmosfer proseslərinin çoxlu sayda növləri içərisində təkrarlanan prosesləri aşkar etmək və yaxud bir prosesin digərini əvəz etməsi ardıcılığının qanunauyğunluqlarını müəyyən etmək çətindir. Atmosfer dövrünün tədqiqatları 19-cu əsrin ikinci yarısında ilk hava xəritələrinin meydana gəlməsi ilə eyni zamanda başlanmışdır. Başqa elmlərdə olduğu kimi, meteorologiyada da atmosfer proseslərinin sistemləşdirilməsini aparmaq, bunların içərisində yer kürəsinin müxtəlif rayonlarında bu və ya başqa mövsümdə xarakterik olan və tez-tez təkrarlanan prosesləri aşkar etmək qarşıya məqsəd qoyulmuşdu. Bir çox müəlliflər makrosirkulyasiya proseslərinin növləşdirilməsinə cəhd göstərmişdilər. Bu növləşdirmələrdən biri Q.Y.Vangenhaym tərəfindən təklif edilmişdir və sonradan A.A.Girslə birlikdə təkmilləşdirilmişdir.

Makrosinoptik proseslərin Vangenhaym (1932-1935-ci illərdə) tərəfindən işlənmiş növləşdirilməsi *elementar sinoptik proses (ESP)* anlayışına əsaslanmışdır. Bu cür proses müddətində verilmiş coğrafi rayonda hava axınlarının əsas istiqaməti və deməli, barik sahənin işarəsi dəyişməz qalır. Proseslərin bütün növləri 26 tipdə ifadə olunmuşdur. Bunlar da mülayim enliklərin troposferində üstün köçürməyə uyğun olaraq üç tipdə qruplaşdırılmışdır: birincisi qərb köçürməsinə (W), ikincisi şərq köçürməsinə (E) və üçüncüsü meridional (S) köçürməsinə göstərir.

Demək olar ki, bu növləşdirmə başqalarından öz sadəliyi ilə fərqlənir, ona görə də müxtəlif tədqiqatçılar tərəfindən geniş istifadə olunur.

Makroproseslərin B.L.Dzerdzeyevsk tərəfindən V.M.Kurqanskaya və Z.M.Vitvitskaya ilə birlikdə işlənmiş növləşdirilməsi bütün şimal yarımkürəsini əhatə edir və Arktikadan soyuq hava ilə müşayiət olunan meridional hərəktlərin nəzərə alınmasına əsaslanmışdır. Şimal yarımkürəsində bütün sirkulyasiya formaları 13 növdə toplaşmışdır. *Elementar sirkulyasiya mexanizmləri (ESM)* adlanan proseslərin orta davamiyyəti 3-5 sutka arasında dəyişir. Bu növlərin bəziləri qış və yaz aylarında, bəziləri yayda və s. daha çox təkrarlanır.

Uzun illər ərzində bu növləşdirmə üsulu müxtəlif səthlərin barik topoqrafiya xəritələrini tətbiq etməklə təkmilləşdirilmişdir. Bu işə növləşdirməni müəyyən dərəcədə obyektivləşdirməyə imkan vermişdir.

Atmosfer dövrü növlərinin müəyyən edilməsini obyektivləşdirmək məqsədilə onların miqdarca qiymətləndirilməsinin

müxtəlif üsulları təklif edilmişdir. Bunlardan birincisi hələ 1921-ci ilə aiddir ki, bu vaxt makroturbulent mübadilə əmsalının köməyi ilə hava axınlарına böyük miqyaslı turbulet hərəkətlər kimi baxmaq təklif edilmişdir. Sonradan sirkulyasiyanın miqdarca qiymətləndirilməsinin bə'zi başqa üsulları da meydana çıışmışdır. Bunlardan ən əlverişlisi 1939-cu ildə Rossbinin təklif etdiyi üsuldur. Sirkulyasiya indeksi kimi havanın hərəkət sür'ətinin zonal toplananı qəbul edilmişdir. Bu zaman atmosfer prosesləri zonal indeksin müxtəlif qiymətlərinə uyğun olaraq iki sirkulyasiya növünə bölünür: yüksək indeksli və alçaq indeksli.

Y.N.Blinova tərəfindən təklif edilmiş indeks verilmiş enlikdə yer səthinə nəzərəən atmosferin fırlanma bucaq sür'ətini xarakterizə edir və ümumiyyətcə Rossbi indeksinə oxşardır:

$$J = \frac{a}{\omega} \cdot 10^3 = \frac{v_x}{\omega R \cos \varphi} \cdot 10^3$$

burada  $a$  – zonal küləyin Yerə görə bucaq sürəti,  $\omega$  – Yerin fırlanma bucaq sür'əti,  $R$  – Yerin radiusu,  $\varphi$  - enlik,  $v_x$  - Yerə nəzərəən xətti zonal sür'ətdir.

Bu indeks zonal sirkulyasiyanın intensivliyinin planetar qiymətini verir. Ona görə də, təbiidir ki, ayrı-ayrı rayonlarda əmələ gələn proseslərin xüsusiyyətləri indeksi dəyişmə əyrisinin gedişində öz əksini tapmır.

Sirkulyasiyanın miqdarca qiymətləndirilməsi üsulları sonralar başqa müəlliflər tərəfindən də təklif olunmuşdur. Bunların içərisində A.L.Katsın üsulu daha səmərəlidir ki, burada sirkulyasiyanın miqdar göstəriciləri olaraq vahid təbəqədə vahid zamanda hava kütləsinin köçürülmə intensivliyi qəbul edilmişdir.

Təklif olunmuş indekslər sistemi nəinki zonal və meridional sirkulyasiyanı, həmçinin zonal sirkulyasiyanın meridional sirkulyasiya indeksinə olan nisbətini, yə'ni ümumi indeksi tapmağa imkan verir.

İzobarlar  $b$  mb-dan bir çəkildikdə zonal ( $J_z$ ), meridional ( $J_m$ ) indeksləri hesablamaq üçün düsturlar aşağıdakı şəkildədir:

$$J_z = \frac{b_n}{(\varphi_2 - \varphi_1) i} \text{ mb/dər.ekv.},$$

$$J_m = \frac{b_m}{(\lambda_2 - \lambda_1) j \cos \varphi} \text{ mb/dər.ekv.}, \quad J' = \frac{J_m}{J_z}$$

Burada  $i$  – meridianların sayıdır, bunlar vasitəsilə  $\varphi_1$  və  $\varphi_2$  paralelləri arasında meridional təzyiqlik qradiyentləri hesablanır;  $j$  – paralellərin sayıdır, bunlar vasitəsilə  $\lambda_1$  və  $\lambda_2$  meridianları arasında zonal təzyiqlik qradiyentləri hesablanır;  $\varphi$  – coğrafi enlik;  $n$  – meridianların izobarla kəsişmələrinin sayı;  $m$  – paralellərin izobarla kəsişmələrinin sayıdır.

Miqdar indekslərinin köməyiylə gündəlik və ya orta mə'lumatlara görə yarımkürənin müxtəlif rayonlarında atmosfer dövrənin intensivliyi qiymətləndirilmişdir. Bu rayonların şərti sərhədləri sinoptik rayonların sərhədləri ilə üst-üstə düşür. Birinci rayona Atlantik okeanın şimalı, Avropa və Qərbi Sibir ( $45^\circ$  q.u. –  $90^\circ$  ş.u.), ikinci rayona Şərqi Asiya və Sakit Okeanın ona yaxın hissəsi ( $90^\circ$  ş.u.– $160^\circ$  q.u.), üçüncü rayona Sakit okeanın şərq hissəsi və Şimali Amerika ( $160^\circ$ q.u.– $45^\circ$ ş.u.) daxil edilmişdir.

Müəyyən edilmişdir ki, troposferdə və aşağı stratosferdə sirkulyasiyanın zonal və meridional toplananları ilin soyuq fəslində maksimal qiymətlərə çatır ki, bu zaman cənub-şimal, okean-materik arasında havanın temperatur qradiyentləri ən böyük qiymətlərə malik olur. İndekslerin ən yüksək qiymətləri fiziki-coğrafi xüsusiyyətləri (mürəkkəb orqrafiyası olan nisbətən kiçik, soyuq və isti okeanlarla qonşu olan Şimali Amerika materiki) ilə əlaqədar olaraq üçüncü rayon üçün səciyyəvidir.

Qeyd edək ki, yarımkürənin bu cür böyük rayonlarında - indeks sıfıra bərabər ola bilməz, çünki ixtiyari, hətta çox yaxşı inkişaf etmiş zonal prosesdə gündəlik barik topoqrafiya xəritələrində izohiplər en dairələrinə ciddi surətdə paralel olmur.

Birinci rayonda, qışda soyuq Arktika ilə nisbətən isti olan Avropanın və orta Asiyanın cənubi arasında, həmçinin soyuq Qrenlandiya və isti Atlantika arasında böyük temperatur fərqləri ilə əlaqədar olaraq, zonal sirkulyasiya üstünlük təşkil edir. İlin soyuq hissəsində temperatur fərqləri ən böyük olduğundan burada zonal proseslərin maksimal təkrarlanması qışda müşahidə edilir. Dekabrda və yanvarda 100 mb-lik səthdə zonal proses olan günlərin sayı 500 mb-lik səthdəkinə nisbətən 35-40% qədər artır.

Yazın başlanğıcında da (martda) zonal proseslər böyük təkrarlanmaya malik olur. Bu vaxt artıq üfqi temperatur qradiyentlərinin və geopotensialın nəzərə çarpacaq dərəcədə azalmasına baxmayaraq cənub-şimal temperatur fərqləri hələ ki, böyük qalır, troposferdə və aşağı stratosferdə hələ də zonal proseslər üstünlük təşkil edir. Apreldə də belə olur.

Bundan sonra materikin sür'ətlə qızması ilə əlaqədar olaraq Atlantika, Avropa və Qərbi Sibir arasında temperaturların bərabər-

ləşməsi baş verir və getdikcə materik üzərində istilik təpəsi formalaşır. Bu da meridional proseslərin artması və zonal proseslərin azalması ilə müşayət olunur, zonal sirkulyasiyanın minimal təkrarlanması iyun-iyulda müşahidə edilir. Avqust-sentyabrda yay rejimi zəifləməyə başlayır, materik və okeanlar arasında temperatur qradientləri azalır, aşağı və yuxarı enliklər arasında temperatur qradientləri artır, zona proseslərin sayı da getdikcə artır.

İkinci rayonda fiziki-coğrafi şərait daha mürəkkəbdir. Burada zonal sirkulyasiyanın təkrarlanma maksimumu, birinci rayonda olduğu kimi, qışda deyil, payızda (oktyabrda) müşahidə edilir. İkinci böyük olmayan maksimum martda qeyd olunur ki, bu vaxt materik və okean arasında temperaturların bərabərlişməsi baş verir. Noyabr və dekabrda kontinentin intensiv soyuması okean-materik temperatur qradientinin artmasına, meridional sirkulyasiyanın inkişafına və uyğun olaraq troposfer və aşağı stratosferdə zonal proseslərin təkrarlanmasının azalmasına səbəb olur.

Qış aylarında materik və okean arasında temperatur fərqi daha da artır və deməli, meridional proseslərin inkişafı üçün şərait saxlanılır. Meridional sirkulyasiyanın təkrarlanması oktyabr-fevral aylarında fasiləsiz olaraq artır, zonal sirkulyasiya isə azalır. Yalnız martda, materik qızmağa başladığında və okean-materik temperatur qradienti azaldıqda meridional proses olan günlər sayı azalır, zonal sirkulyasiyanın təkrarlanması isə bir qədər artır.

Üçüncü rayonda troposferdə və aşağı stratosferdə zonal sirkulyasiyanın təkrarlanma maksimumu payız aylarına düşür ki, bu vaxt materik və okean temperaturlarının bərabərlişməsi ilə eyni zamanda Şimali Amerikanın hələki isti cənub rayonları və soyuyan qütb rayonları arasında geopotensialın üfqi qradientləri artır. Payızda materikin yüksək enliklərində stratosfer aşağı enliklərdən daha istidir, lakin temperaturlar fərqi yaydakı kimi böyük deyildir və geopotensial sahəsinin dəyişməsinə əhəmiyyətli təsir göstərmir.

Katsın makroprosesləri qiymətləndirmə üsulunda da qütb hövzəsində havanın dövrəni nəzərə alınır.

*Bəzi rayonlarda sinoptik proseslərin və hava şəraitinin xüsusiyyətləri.* Arktikada sinoptik proseslər 16 tipə ayrılaraq (L.A.Dıdınanın təsnifatına görə) barik sahənin növünə görə altı qrupda birləşir. Hər bir tip tsiklon və antitsiklonların coğrafi vəziyyəti və trayektoriyaları ilə və deməli, Arktikanın müxtəlif sektorlarında müəyyən hava şəraiti ilə xarakterizə olunur.

Karsk dənizində tez-tez güclü küləklər tsiklonun şimal-şərq bölməsində, Laptevlər dənizində şimal küləkləri tsiklonun şimal-qərb bölməsində, Şərqi Sibir dənizində qərb küləkləri tsiklonun

cənub-qərb bölməsində və Çukot dənizində cənub küləkləri tsiklonun cənub-şərq bölməsində müşahidə edilir.

Sahil rayonlarında oroqrafiyanın təsiri altında böyük qüvvəyə çatan yerli küləklər tez-tez müşahidə olunur. Məsələn, Çəun körfəzində (Şərqi Sibir dənizi) Pevek burnu yaxınlığında cənub rumbly (yujak) küləklərin sürəti 40m/san və daha çox olur. Bu küləyin formalaşmasında hündürlüyü 500 m olan yerli dağlar böyük rol oynayır.

Cənub istiqamətli güclü fiyon küləkləri yayda Tiksi buxtasında müşahidə edilir ki, bu zaman havanın temperaturu 10-15°C qədər artır.

Tsiklonda dumanlar, onun mərkəzi hissələrində daha çox ehtimaldır, lakin bəzən tsiklonun şimal-şərq bölməsində də (məsələn, Çukot dənizi rayonunda) müşahidə olunur.

Ayrı-ayrı hallarda dumanlar tsiklonun ixtiyari hissəsində də baş verə bilər. Antitsiklonlarda dumanlar daha böyük təkrarlanmaya malkdir. Dumanlar yay aylarında (iyun-avqust) daha çox müşahidə edilir ki, bu zaman onların əmələ gəlməsi nisbətən isti və rütubətli havanın arktik dənizlərin soyuq səthi üzərinə adveksiyası ilə əlaqədardır. Beləliklə, Arktikada advektiv dumanlar üstünlük təşkil edir. Qışda donmayan körfəzlər və buzlarda çatlar üzərində buxarlanma dumanları müşahidə edilir.

Mülayim enliklər aktiv tsiklonik fəaliyyətlə fərqlənir, bununla əlaqədar olaraq havanın kifayət qədər tez-tez və kəskin dəyişmələri baş verir. Mülayim enliklər həm arktik hövzə, həm də tropik proseslərin təsirinə məruz qalır.

Şimal yarımkürəsinin mülayim zonası üçün atmosfer dövranının böyük mövsüm dəyişmələri səciyyəvidir, çünki qışdan yaya və əksinə keçdikdə okean materik temperatur fərqlərinin işarəsi dəyişir.

Qışda soyuq materiklər üzərində antitsiklonların əmələ gəlməsinə və qarlaşmasına (Sibir və Kanada antitsiklonları) meyillilik vardır. Yayda materiklər üzərində alçaq təzyiq sahələri üstünlük təşkil edir.

Mülayim enliklərin atmosfer proseslərinə və hava şəraitinə oroqrafiyaya, daxili dənizlər və s. böyük təsir göstərir. Uyğun olaraq hər bir coğrafi rayonda hava şəraiti özünəməxsus şəkildə olur. Bununla əlaqədar olaraq Azərbaycan Abşeron üzərində sinoptik proseslərin və hava şəraitinin bəzi xüsusiyyətlərini öyrənək.

## XV. ABŞERONUN HAVA NÖVLƏRİ

Ə.A.Mədətzadəyə görə, Abşeronda hava proseslərinin formalaşmasında aşağıdakı 8 hava tipi mühüm rol oynayır:

- 1) Kontinental arktik hava kütlələrinin daxil olması;
- 2) Dəniz arktik hava kütlələrinin daxil olması;
- 3) Azor maksimumunun tə'siri;
- 4) Tropik hava kütlələrinin gəlməsi;
- 5) Cənub siklonlarının gəlməsi;
- 6) Mülayim en dairələrinin kontinental havasının daxil olması;
- 7) Orta Asiya anti tsiklonunun tə'siri;
- 8) Yerli hava dövranı prosesləri

*Kontinental arktik hava kütlələrinin daxil olması.* Bu növ hava kütlələri, əsasən ilin soyuq yarısında şimal-qərbi Sibir, Karsk və Barents dənizi rayonlarından Xəzər dənizi və Azərbaycan ərazisinə yayılır. Bu hava kütlələri ciddi transformasiyaya uğradıqlarından, onlar əksər halda mülayim qurşağın soyuq hava kütləsi kimi Abşerona daxil olurlar. Yalnız nadir hallarda Abşerona gəlib çıxan kontinental arktik hava kütlələri havanın pisləşməsinə səbəb olur.

Bu zaman sinoptik vəziyyəti, uzaq şimal, Avropanın şimal-şərq hissəsi, şimal-qərbi Sibir və Karsk, Barents dənizləri üzrəində hündürlükdə axınların konvergensiyası şəraitində arktik hava kütlələri daxilində antitsiklon formalaşması ilə səciyyələnir. Əmələ gəlmiş yüksək təzyiq sahəsi cənub-qərbə keçmiş SSRİ-nin Avropa hissəsinin cənub yarısına və oradan şimali Qafqaz və Xəzər dənizi ərazilərindən keçərək cənub-şərqə doğru irəliləyir.

Həmin proses ərəfəsində Aralıq dənizini və qərbi Asiya üzərində siklon fəaliyyəti inkişaf etməyə başlayır. Siklonlar Zaqafqaziya, cənubi Xəzər və şimali İran ərazisindən keçərək şərqə doğru hərəkət edir və beləliklə, Azərbaycan ərazisinə, Xəzər dənizinə arktik hava kütlələrinin daxil olmasına sinoptik şərait yaranır.

Çoxillik sinoptik məlumatların araşdırılması nəticəsində müəyyən edilmişdir ki, arktik hava kütlələri Azərbaycana daxil olmazdan bir az əvvəl 500 mb-lik səthin barik topoqrafik görünüşü şəkil 1-dəki kimidir.

Şəkilə göründüyü kimi şimal siklonunun şimal-şərqdən cənub-qərbə, şimal-qərbi Sibir və Karsk dənizindən keçmiş SSRİ-nin Avropa ərazisinin şərq hissəsini keçməklə Qara dəniz, Qafqaz və Xəzər dənizinə doğru yönəlmiş dərin çökəyi inkişaf edir (şəkil 1).

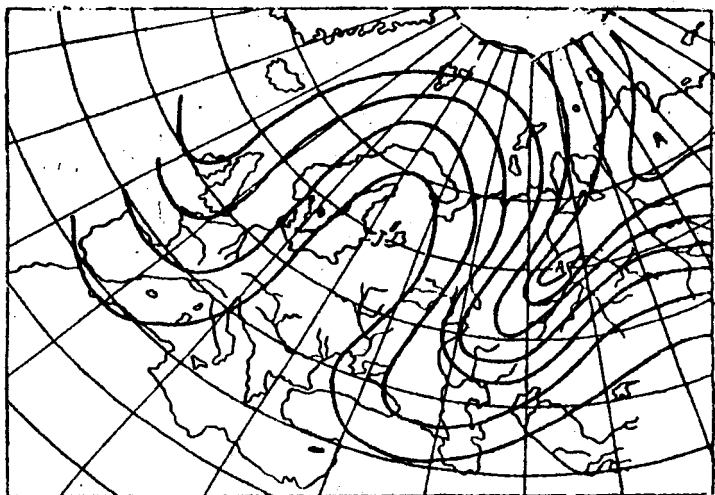
Kontinental arktik hava kütlələri Abşerona daxil olarkən hava şəraiti kəskin dəyişir. Havanın temperaturu bütün yüksəkliklərdə

normadan aşağı düşür. Aşağı təbəqələrdə həqiqi temperaturla norma arasındakı fərq  $4-6^{\circ}\text{S}$ , yuxarı təbəqələrdə isə  $2-3^{\circ}\text{S}$  arasında dəyişir.

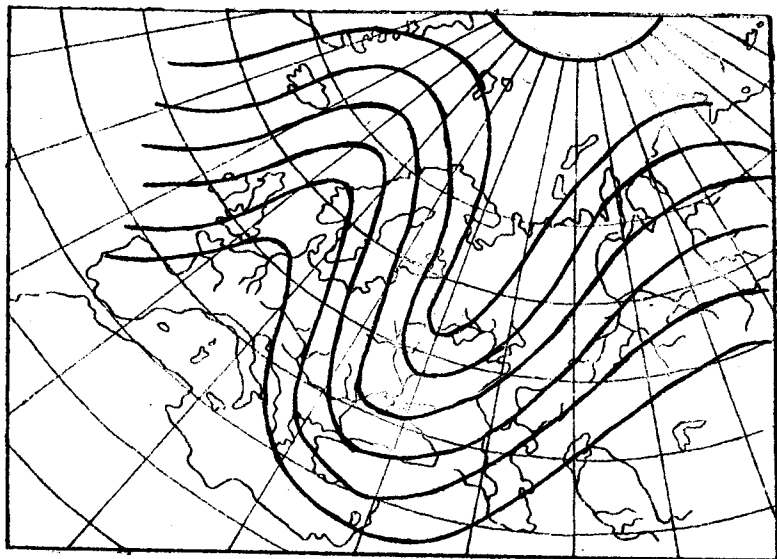
*Dəniz arktik hava kütlələrinin daxil olması.* Bu növ hava kütlələri Xəzər dənizi və Qafqazda bütün il boyu müşahidə edilir. İlin isti aylarında bu növ hava kütlələri Azərbaycana dəyişilmiş halda gəlib çıxır.

Dəniz arktik hava kütləsinin hərəkətini müəyyən edən yüksəklik barik sahə, şimal siklonunun çökəyinin Mərkəzi Avropanı keçərək, Qara dəniz, Kiçik Asiya və Aralıq dənizinin şərq hissəsinə yayılması ilə səciyyələnir (şəkil 2.). Bu zaman qərbi Avropa üzərində təzyiqliq yalı yerləşir və şimal dənizinə doğru yönəlir. Göstərilən barik sahələr arasında axınların konvergensiya rayonu şimali Avropa üzərində yerləşir və şərqə doğru soyuq hava adveksiya edir.

Beləliklə, soyuq hava kütlələrini cənuba doğru hərəkətinə şərait yaranır. Konvergensiya rayonunun altında əmələ gələn soyuq anti tsiklon güclənir və cənub şərqə, Avropanın cənub rayonlarına, şimali Qafqaza doğru hərəkət edir. Eyni zamanda cənub rayonları üzərində Aralıq dənizinin şərq hissəsi, kiçik Asiya üzərində tsiklon fəaliyyəti güclənir. Şərq və şimal-qərb istiqamətində hərəkət edən cənub tsiklonları Xəzər dənizinin cənub hissəsinə çatdıqda, şimali Qafqaza girən antitsiklonlarla qarşılaşır. Bu səbəbdən də hava kütlələrinin əraziyə daxil olması prosesi güclənir. Dəniz arktik hava kütlələrinin tsiklonların arxasına keçməsi nəticəsində hava şəraiti kəskin dəyişir. Qış aylarında bu zaman güclü boran qopur. Şimal-qərb küləkləri hökmanlıq edir.



Şek. 15.1. 500 mb-lıq səthin barik topoqrafiyasının sxematik xəritəsi, I növ



Şək.15.2. 500 mb-lıq səthin barik topoqrafiyasının sxematik xəritəsi, II növ

Ümumiyyətlə, istər kontinental, istər dəniz artktik hava kütlələrinin Abşeron yarımadasına daxil olması zamanı havanın temperaturu kəskin aşağı düşür. Bu zaman qışda Xəzər sahili ərazilərdə, temperatur  $0-2^{\circ}\text{S}$ -ə, mərkəz hissəsində  $5-8^{\circ}\text{S}$ -ə, qərb hissəsində isə  $10-15^{\circ}\text{S}$ -ə qədər aşağı düşür. Bə'zən yarımadanın qərb hissəsində havanın temperaturu  $-18^{\circ}\text{S}$ -ə qədər aşağı düşür.

Buludluluq artır, tam buludluq bə'zən 2-3 sutka davam edir, tez-tez yağıntı düşür. Proses güclü gedən vaxtlarda tam buludluq 5-6 sutka davam edir və qar yağır.

*Azor maksimumunun tə'siri.* Abşeron yarımadasında hava proseslərinin dəyişməsində Azor maksimumunun rolu xüsusən böyükdür. İlin isti aylarında bu tə'sir özünü daha çox biruzə verir. İlin fəsillərindən asılı olaraq Azor adaları rayonunda əsas konvergensiya və divergensiya axınlarının sahələri dəyişir, 500 mb hündürlükdə isti hava adveksiyası və axınların konvegensiyası üstünlük təşkil edir. Bu halda yerə yaxın hava qatlarında yüksək təzyiqli sahəsi – Azor maksimumu bərqərar olur. Azor maksimumunun qolları və növlərinin yolları ilin müxtəlif fəsillərində müxtəlif olur. Qışda onlar şimala, yayda isə cənuba doğru hərəkət edirlər. Aralıq dənizinin şimal hissəsindən və cənubi Avropa üzərindən keçərkən Azor maksimumu təkrarlanır. Keçmiş SSRİ-nin Avropa hissəsinə, Qafqaza, Xəzər dənizinə



nizinə çatanda bu hava kütləsinin tə'siri azalır və yox olur. İlin soyuq aylarında Azor maksimumu Mərkəzi Avropadan keçərək, Qazaxstana qədər gəlib çıxır.

Abşeron havasına tə'sirinə görə Azor maksimumu iki yarım növə bölünür: birinci yarımnövdə olan qolu Atlantik okeanının şimal hissəsində, Mərkəzi Avropa, Ukrayna, sonra Şimali Qafqazda Xəzər dənizi və orta Asiyadan keçən şimal trayektoriyası üzrə hərəkət edir. Bu zaman Abşerona hava kütləsi arktıq soyumuş halda gəlir. Elə hallar olur ki, Azor maksimumu arktik hava kütləsi hesabına daha da güclənir.

İkinci yarımnövdə Azor maksimumunun qolu Biskoy körfəzindən, Avropanın cənub rayonlarından, cənubi Ukrayna, şimali Qafqaz, Xəzər dənizi və Orta Asiyadan keçən cənub trayektoriyası üzrə hərəkət edir. Bu yarımöv ilin isti yarısı üçün daha xarakterikdir. Bu zaman Abşeronda havanın temperaturu bir qədər artır.

Azor maksimumunun tə'siri zamanı 500 mb-lıq səthin topoqrafik xəritəsi şəkil 3-də əks olunur. Hava şəraiti Azor maksimumunun tə'siri zamanı çox dəyişkən olur. Bu zaman, mülayim enliklərin hava kütlələri Abşerona daxil olan hallarda şimal-qərb küləklərinin gücü 10-15 m/san, cənubda dərin tsiklon fəaliyyəti mövcud olan hallarda isə küləyin gücü 15-20 və bəzən daha çox 25-28 m/san çatır.

Yay aylarında, mülayim enliklərin dəniz hava kütlələri yarmadaya daxil olduqda temperatur nəzərəcarpacaq dərəcədə aşağı düşür. Əlbəttə, temperaturun necə dəyişməsi əvvəlki hava kütlələrindən asılıdır. Əgər, mülayim enliklərin dəniz hava kütlələri Abşerona daxil olmazdan əvvəl orada kontinental hava kütlələri hökmran idisə, onda dəniz hava kütlələrinin gəlməsi ilə temperatur bir qədər artır. Yox əgər mülayim enliklərin hava kütləsi gəlməsindən əvvəl Abşeronda tropik hava kütlələri mövcud idisə, onda yeni hava kütlələrinin tə'siri ilə temperatur aşağı düşür.

İlin soyuq aylarında, Azor mənşəli hava kütlələrinin Abşerona gəlməsi nəticəsində hava əsasən tam buludlu keçir. Yayda isə demək olar ki, buludsuz olur. Yazda və payızda isə buludluqda müəyyən dinamiklik müşahidə edilir. Çox dəyişkən olur.

Həmin hava kütlələrinin Abşerona daxil olması, ilin soyuq aylarında yağıntıların artmasına səbəb olur.

*Tropik hava kütlələrinin gəlməsi.* Keçmiş SSRİ-nin Avropa hissəsinin cənub rayonlarında tsiklon fəaliyyətinin güclənməsi və İran, İraq, Kiçik Asiya üzərində yüksək təzyiqli sahəsi bərqərar olduqda, yaxud Qara dəniz üzərində formalaşmış tsiklon şimali Qafqaza çıxdıqda, tropik hava kütlələri Xəzər dənizi rayonuna daxil olur.

Bu sinoptik vəziyyət 500 mb-lıq səthin topoqrafik xəritəsində əks olunur (şəkil 4)

Hərəkət troyektiriyasına görə bu növ hava kütlələri iki yarımnövə bölünür:

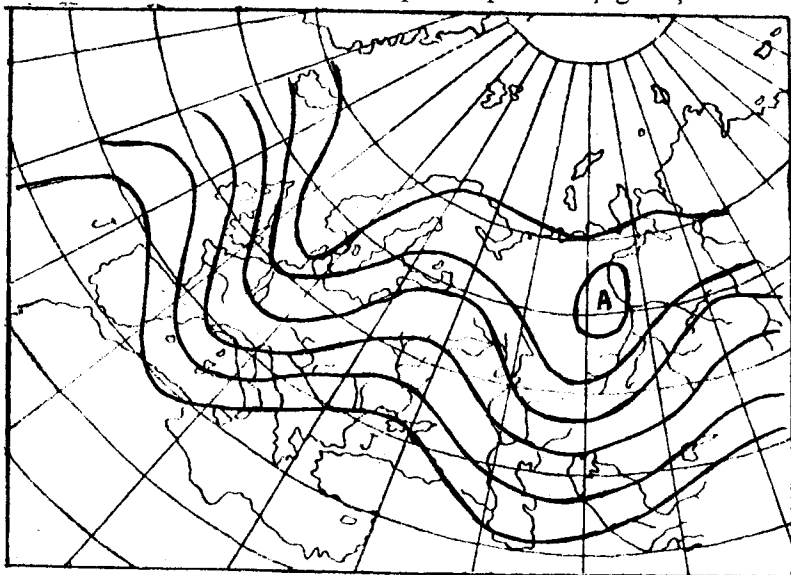
1) keçmiş. SSRİ-nin Avropa hissəsinin mərkəzi və cənub rayonları üzərində geniş tsiklon olan zaman kiçik Asiya, Zaqafqaziya, şimal qərbi İran üzərində yüksək təzyiqlə sahələri ilə əlaqədardır.

2) Qara dənindən gələn tsiklon fəaliyyəti ilə bağlıdır.

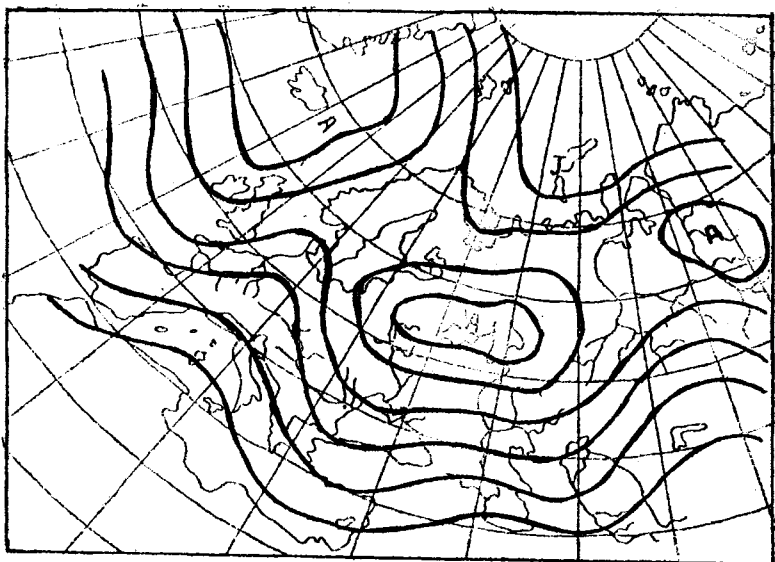
Hər iki yarımnövün fəaliyyəti zamanı orta Xəzər üzərində tsiklon fəaliyyəti güclənir və cənub hava kütlələrinin əraziyə daxil olması prosesi güclənir. İsti hava kütlələri əraziyə daxil olarkən; cənub və orta Xəzər üzərində cənub küləkləri əsir. Şimali Xəzərdə isə cənub qərb istiqamətli küləklər əsir.

Tropik hava kütlələrinin gəlməsi zamanı Abşeron yarımadasında küləyin istiqaməti çox dəyişkən olur. Cənub istiqamətli küləklər tez-tez şimal istiqamətli küləklərə çevrilirlər. Bu zaman cənub küləklərinin gücü 5-10 m/san, şimal küləklərininki isə 10-15 m/san arasında dəyişir.

Havanın temperaturu külən rejimində olduğu kimi çox dəyişkəndir. Bu zaman cənubdan gələn hava kütlələri havanın temperaturunu xeyli artırır. Sonrakı proseslər isə, yəni cənub hava axınları şimal hava axınları ilə əvəz olunduqda temperatur aşağı düşür.



Şək.15.3. 500 mb-lıq səthin barik topoqrafiyasının sxematik xəritəsi, III növ



Şək.15.4. 500 mb-lıq səthin barik topoqrafiyasının sxematik xəritəsi, IV növ

Xəzər dənizi üzərindən (xüsusən orta Xəzərdən) tsiklon çökəyi keçən zaman Abşeronda havanın temperatur dəyişməsi çox qısa bir müddətdə  $10-15^{\circ}\text{S}$ -yə çatır. Bu hal ən çox ilin soyuq aylarında baş verir. Qış aylarında bəzən fyon əsən zaman havanın temperaturu  $18-20^{\circ}\text{S}$ -yə qədər artır.

Havanın buludluğu şimal küləkləri əsən zaman artır, cənub küləklərində isə əksər hallarda azalır.

Yağıntılar əsasən soyuq cəbhələrin keçməsi ilə əlaqədardır. Cənub istiqamətli küləklərdə yağıntı müşahidə edilmir. İlin soyuq aylarında yağıntının düşməsi şimal istiqamətli küləklərlə bağlıdır.

**Cənub tsiklonlarının gəlməsi.** Cənub rayonları üzərində tsiklonların güclənməsi soyuq havanın adveksiyasına səbəb olur. Bu zaman şimal tsiklonunun çökəyi cənubi Avropa üzrə yönəlir və Aralıq dənizinin şərqinə, Qara dənizə istiqamətlənmiş qol ayrılır. Beləliklə, cənub rayonları üzərində tsiklon fəaliyyətinə ikitərəfli şərait yaranır.

Cənub tsiklonları Abşerona daxil olarkən, şimali Qafqazdan keçib gələn soyuq hava kütlələri güclənir.

Sinoptik şəraitə gəlincə, Aralıq dənizi üzərində tsiklon fəaliyyəti gücləndiyi zaman SSRİ-nin Avropa hissəsinin cənub rayonları üzərində yüksək təzyiqli sahələri inkişaf edir. Cənub tsiklonlarının

gəlməsi ilə 500 mb-lıq səthin bərik topoqrafik xəritəsi şəkil 5-də verilir.

Bəzən cənub tsiklonları formalaşan vaxt SSRİ-nin Avropa hissəsinin mərkəz rayonları üzərində də tsiklon fəaliyyəti artır. Belə hallarda cənub tsiklonları keçməsi havanın dəyişməsinə az təsir göstərir.

İlin isti aylarında, cənub tsiklonlarının Abşeron yarımadasına daxil olması ilə leysan yağışlar müşahidə olunur. Zaqafqaziya xüsusilə Abşeron üzərindən tsiklon keçərkən leysan yağışlar daha tez-tez müşahidə edilir. Bu zaman Abşeronun cənub hissəsində təzyiq azalır, şimal küləkləri əsir. Abşeron yarımadasında bu növ hava şəraitində güclü şimal küləkləri əsir. Şimali Qəafqaz üzərində yüksək təzyiq sahəsi yerləşdikdə küləyin gücü 9 bal və daha çox olur. Havanın temperaturu bu zaman kəskin aşağı düşür. Qışda temperaturun dəyişməsi iki sinoptik şəraitdə baş verir:

1) Şimali Qafqaz üzərindəki arktik hava kütlələri yüksək təzyiq mərkəzləri mövcud olan zaman keçir.

2) Sibir maksimumunun bir vaxtda təsiri olan zaman.

Ümumiyyətlə, cənub tsiklonları keçən zaman hava şəraiti buludlu və yağıntılı olur.

*Mülayim en dairələrinin kontinental havasının daxil olması.* Bu növ hava kütlələrinin Abşeronu gəlməsi aşağıdakı iki əsas istiqmətdə baş verir.

1) Hava kütlələri Abşeronu Qərbi Sibir və Qazaxstandan keçib gəlir;

2) Hava kütlələri Abşeronu SSRİ-nin Avropa hissəsinin cənub və mərkəzindən gəlir.

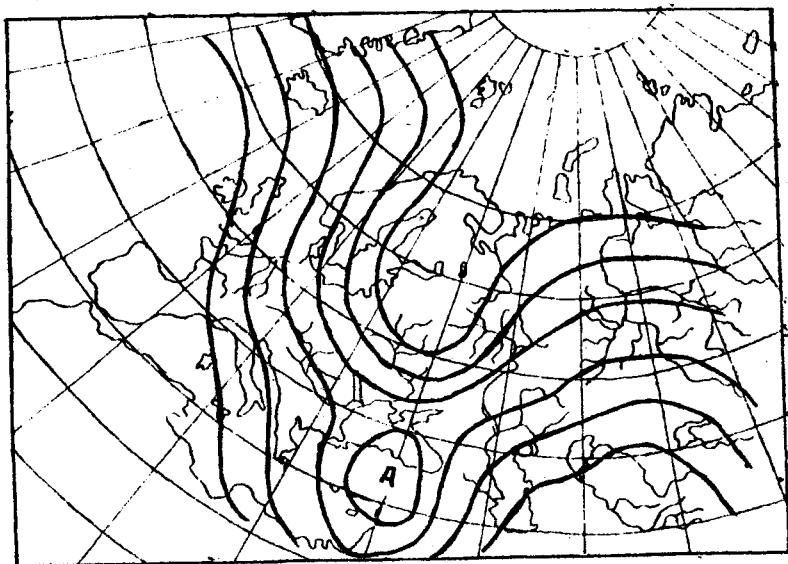
Birinci halda (ilin soyuq aylarında) hava kütlələrinin gəlməsi Qərbi Sibir və Qazaxstan üzərində olan antitsiklon fəaliyyəti ilə bağlıdır. Mülayim en dairələrinin hava kütlələrinin gəlməsini əks etdirən 500 mb-lıq səthin topoqrafik xəritəsi şəkil 6-da verilir. Bu zaman SSRİ-nin Avropa hissəsinin cənub-şərqi və Qazaxstan üzərində axınların konvergensiyası sahəsi əmələ gələn vaxtda baş verir. Həmi rayonlar üzərində tez-tez yüksək yal müşahidə edilir. Həmin vaxtda SSRİ-nin Avropa hissəsinin Mərkəz rayonlarında yüksəkdə şimal tsiklonu çökəyinin dərinləşməsi prosesi gedir. Şəkil 6-dan gördüyü kimi şərqi Avropa və şimal dənizləri üzərində yüksək təzyiq yalı yerləşir. Qərbi Avropa və onun ətraf əraziləri üzərində tsiklon çökəyi yerləşir. Qərbi Sibir, Qazaxstan, Orta Asiya əraziləri və Xəzərin şimal hissəsi tsiklon çökəyi ilə əhatə edilmişdir.

Bu növ hava kütlələrinin Abşeronu gəlməsi ilə havanın temperaturu aşağı düşür. Temperaturun soyyuması aşağı təbəqələrdə nisbətən sürətlə gedir. Yayda 100-200 m-ə qədər hündürlükdə in-

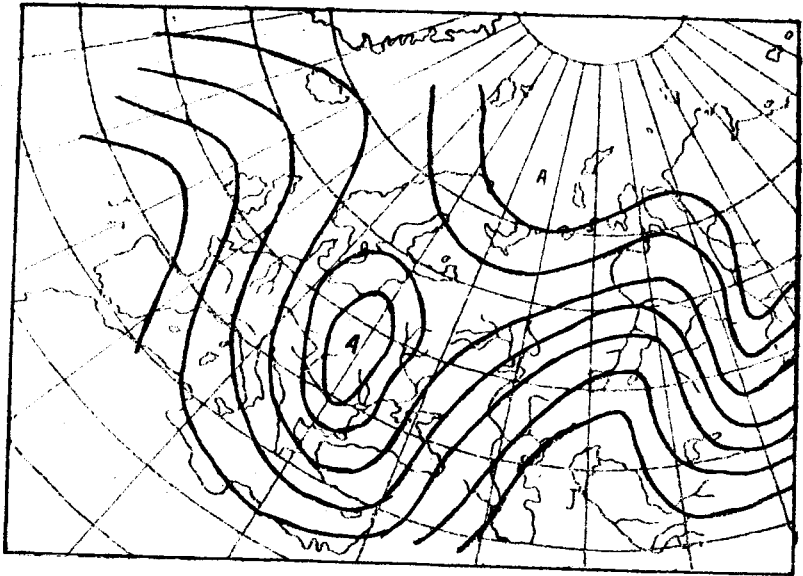
versiya müşahidə edilir. Yuxarı 1 km hündürlüyə qədər temperatur tədricən düşür. 1km hündürlükdən başlayaraq 12 km-ə qədər temperatur müntəzəm olaraq aşağı düşür. Bu dənizin tə'siri ilə izah edilir. Beləliklə, yayda mülayim en dairələrin hava kütlələrinin Abşeronla gəlməsi ilə hava bir qədər soyuduğu halda, qışda dənizin tə'siri ilə bir qədər isinir. Sibir maksimumunun tə'siri nəticəsində şimal istiqamətli küləklər üstünlük təşkil edir. Sibir maksimumunun qolu Qazaxstan üzərində yerləşən hallarda Abşeronada şimal-qərb küləkləri əsir. Həmin qol Qara-qum və orta Xəzər rayonlarına yönəldikdə şərq küləkləri əsir. Abşeronada şimal və şimal-qərb küləkləri, Avropanın cənub şərqində və Qərbi Qazaxstanın üzərində yüksək təzyiqli sahəsi yerləşdikdə əsir.

Yağıntı ən çox ilin soyuq aylarında düşür. Onların intensivliyi, davamiyyəti müddətləri cəbhə bölgələrinin keçməsi ilə əlaqədardır.

*Orta Asiya maksimumunun tə'siri.* Kontinental hava kütlələrinin Orta Asiyadan Abşeronla yayılması orada formalaşan antitsiklonla əlaqədardır. Bu zaman Aralıq dənizinin şərq rayonlarında və Qara dəniz üzərində tsiklon fəaliyyəti güclənir. Həmin tsiklon şimal-şərqə hərəkət etdikdə o, Orta Asiya antitsiklonu ilə qarşılıqlı tə'sirdə olur, bununla orta Asiya hava kütlələrinin Abşeronla yayılmasına şərait yaranır. Orta Asiya hava tipi çox davamiyyətlidir, quru əsasən



Şək.15.5. Cənub siklonu daxil olan zaman 500 mb-lıq səthin barik topoqrafiyasının sxematik xəritəsi



*Şek. 15.6. 500 mb-lıq səthin barik topoqrafiyasının sxematik xəritəsi VI növ*

isti havadır. Bu hava prosesləri zamanı 500 mb-lıq səthin topoqrafik xəritəsi şəkil 7-dəki kimi təsvir edilir.

Cənubi və Orta Xəzərdə bu hava axınları zamanı cənub-şərq küləkləri, şimali Xəzərdə isə cənub-şərq və cənub küləkləri əsir. Küləyin gücü bə`zən 8 bala çatır. İlin isti aylarında havanın temperaturu bir qədər artır, soyuq aylarında isə azalır. Bə`zi hallarda temperatur qış aylarında artır.

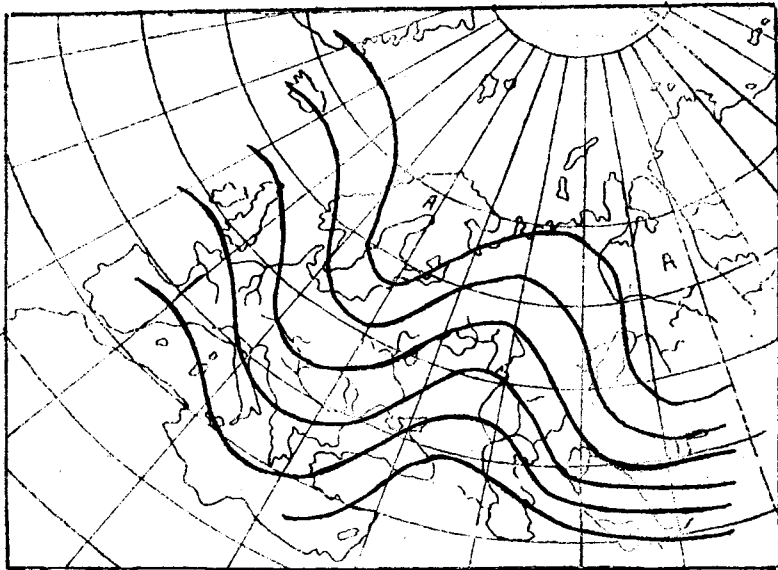
Orta Asiya maksimumunun tə`siri ilə yağıntılar ancaq qış aylarında müşahidə edilir.

*Yerli hava dövrəni prosesləri.* Bu növ proseslər, Xəzər dənizi və Qafqaz üzərində zəif barik sahə mövcud olduğu zaman müşahidə edilir. Ərazinin müxtəlif oroqrafiyaya malik olması, yerli hava dövrəninə xüsusiyyətləndirən cəhətlərdəndir. 500 mb-lıq səthin barik topoqrafiya xəritəsindən görüldüyü kimi, bu zaman izohipslər Avropanın bütün cənub yarısında enliklər üzrə paylanır. Ümumiyyətlə, Qafqaz, İrak, Kçik Asiya və Şərqi İran üzərində isti yal yerləşir. Bu vaxtı Abşeron üzərində zəif barik qradiyentli sahə və yüksək təzyiq sahəsi mövcud olur (şəkil 8).

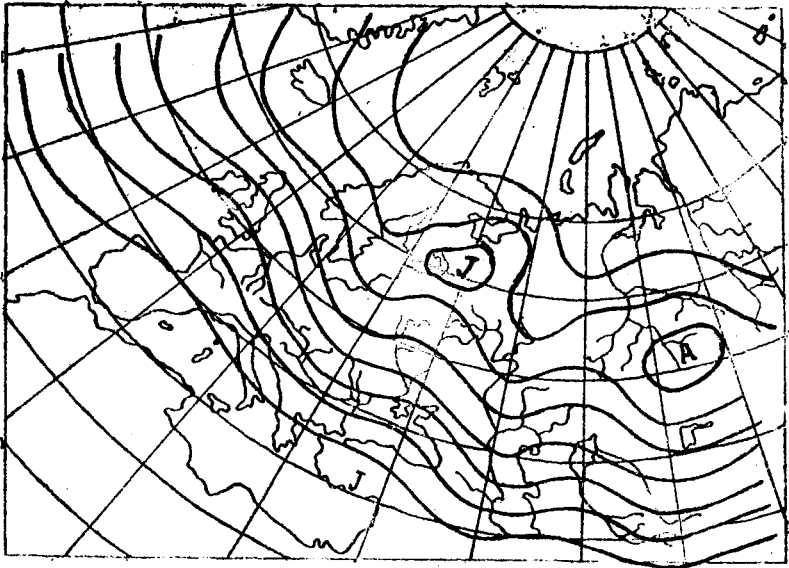
İlin soyuq yarısında yerli barik sistemin sutkalıq rejimi vardır. Bu zaman Orta və Cənubi Xəzər üzərində alçaq təzyiq sahəsi yerləşir. Yay vaxtlarında, ovalıq rayonları üzərində havanın formalaşmasına təsir edəcək minimum müşahidə olunur. Həmin halda şimal küləkləri bir qədər güclənir.

Yerli hava dövrünü ilə bağlı proseslər zamanı küləyin istiqaməti dəyişkən, gücü zəif və mülayim olur. Temperaturu ümumiyyətlə çox aşağı düşür.

Yerli hava dövrünü prosesləri Azərbaycana daxil olan digər hava kütlələrini transformasiya edir və yerli fiziki-coğrafi amillərin təsiriə müvafiq olaraq barik sahələrin formalaşdırılmasında mühüm rol oynayır.



Şək.15.7. Orta Asiya maksimumu təsirinin sxematik xəritəsi, VII növ



*Şək.15.8. 500 mb-lıq səthin barik topoqrafiyasının sxematik xəritəsi, VIII növ*

## ƏDƏBİYYAT

1. Zverev A.S. Sinoptičeskaya meteoroloqiya. – L.: Qidrometeoizdat, 1977. – 711 s.
2. Mədətzadə Ə.A. – Abşeronun hava növləri və iqlimi. Azərnəşr, Bakı, 1960
3. Praktikum po sinoptičeskoy meteorologii. Pod redaksiyey prof. A.S.Zvereva. – L.: Qidrometeoizdat, 1972.
4. Rukovodstvo po kratkosroçnim proqnozam poqodı. Ç.I. - L.: Qidrometeoizdat, 1964. – 519 s.
5. Rukovodstvo po kratkosroçnim proqnozam poqodı. Ç.II. - L.: Qidrometeoizdat, 1965. – 5492 s.
6. Stepanova V.M., Verehaqin M.A. Zadaniya k praktičeskim zanyatiyam po kursu «Sinoptičeskaya meteoroloqiya». Razd.1,2 – Kazanğ, KQU, 1971, -102 s.



## M Ü N D Ə R İ C A T

GİRİŞ .....	3
I. Meteoroloji mə'lumatlar və onların toplanması yolları .....	4
II. Hava xəritələrinin tərtib edilməsi və ilk təhlili. Aeroloji mə'lumtaların təhlili .....	8
III. Meteoroloji sahələrin əsas kəmiyyətlərinin hesablanması..	14
IV. Hava kütlələri və cəbhələrinin təhlili .....	23
V. Tsiklon və antitsiklonların təhlili .....	28
VI. Meteoroloji proqnozların təsnifatı .....	31
VII. Sinoptik vəziyyət proqnozu .....	35
VIII. Küləyin və onunla əlaqədar olan hava hadisələrinin proqnozu .....	40
IX. Havanın temperaturu və rütubətliliyinin proqnozu. Ayazların proqnozu .....	47
X. Duman və buludluluğun proqnozu .....	54
XI. Yağıntılardan proqnozu .....	64
XII. Sırsıra, qırov və təyyarələrin buz bağlamasının proqnozu...	75
XIII. Proqnozların özünü doğrultmasının təhlili .....	80
XIV. Atmosferin ümumi dövrənin əsas xüsusiyyətləri .....	85
XV. Abşeronun hava növləri .....	94
ƏDƏBİYYAT .....	104

**Kompüter tərtibçisi:** *Gülnarə H s n liyeva*

Yıġılmaġa verilmiŐdi: 29.01.2000

Çapa imzalanmıŐdır: 18.02.2000

Kaġız formatı: 60 x 84

Tiraj: 500

Qiyməti müqavilə yolu ilə

---

M. .Rəsulzadə adına BD  n Őriyyatı:  
Ünvan: Bakı Ő h. - 370148, Z.Xəlilov k  .23