

LATVIJAS UNIVERSITĀTE



Tija Sīle

VĒJA PLŪSMAS BALTIJAS JŪRAS KURZEMES PIEKRASTĒ

PROMOCIJAS DARBS

Doktora grāda iegūšanai fizikā

Apakšnozare: šķidrumu un gāzu mehānika

Rīga, 2018

Satura rādītājs

1	Ievads.....	3
1.1	Laika apstākļi un to prognoze kā fizikas un skaitlisko metožu uzdevums.....	3
1.2	Vēja plūsmas Kurzemes Baltijas jūras piekrastē: No brīzes līdz piekrastes strūklām.....	5
2	Gāzu un šķidrums dinamikas pamatvienādojumi atmosfērai.....	7
2.1	Hidrostatiskais tuvinājums un potenciālā temperatūra	7
2.2	Dinamikas vienādojumi un ģeostrofiskais vējš	9
2.3	Termālā vēja izteiksme	12
2.4	Planetārais robežslānis.....	12
3	Piekrastes meteoroloģija	14
3.1	Piekrastes meteoroloģijas jēdziens	14
3.2	Jūras brīze.....	15
3.3	Zemo līmeņu strūklas	18
3.4	Piekrastes zema līmeņa strūklas	18
3.5	Zemo līmeņu strūklas Baltijas jūrā	20
3.6	Piekrastes strūklas.....	21
3.7	Līdzšinējie pētījumi Latvijā	22
4	Dati, modeļi un metodika	23
4.1	Weather Research and Forecast (WRF) modelis	23
4.2	Novērojumu stacijas.....	26
4.3	Vēja mērījumi no satelīta	27
4.4	Vertikālo atmosfēras šķēlumu izgatavošana.....	28
4.5	Ģeostrofiskā vēja aprēķināšana no WRF rezultātiem	30
5	Piekrastes meteoroloģisko staciju vēja režīms.....	34
5.1	Novērojumu datu analīze	34
5.2	Gadījumu analīze: Metodoloģiskās nostādnes un notikumu izvēle.....	39
6	Gadījumu analīze: 2013. gada 3. maijs	41
7	Gadījumu analīze: 2013. gada 6. maijs	58
8	Nobeigums.....	73
9	References	75
10	Pateicības.....	79
11	Izmantotie matemātiskie simboli	80

12	Pielikumi	81
12.1	Izmantotie saīsinājumi:	81
12.2	Pielikums. LVĢMC frontālajā analīzē izmantotie apzīmējumi	82
12.3	Pielikums. Potenciālās temperatūras izteiksmes izvedums	83
12.4	Pielikums. Termālā vēja sakarības izvedums spiediena koordinātās	87
12.5	Pielikums. Ģeostrofiskā vēja izteiksmes ekvivalence potenciālajai un absolūtajai temperatūrai	89

1 IEVADS

1.1 Laika apstākļi un to prognoze kā fizikas un skaitlisko metožu uzdevums

Atmosfēra ir planētas gāzu apvalks. Lai arī Zemes atmosfēra sniedzas līdz pat 100 km augstumam, tikai tās apakšējā daļa līdz aptuveni 10 kilometru augstumam jeb troposfēra ir saistīta ar to, ko cilvēki ikdienā sauc par "laika apstākļiem". Laika apstākļi ir tādi meteoroloģiskie parametri kā gaisa temperatūra, vēja ātrums, nokrišņi u.c. Fizikālā skatījumā tie ir trīsdimensionāli vēja ātruma, temperatūras un gaisa mitruma lauki, kuru izmaiņas laikā apraksta šķidrums un gāzu dinamikas (*fluid dynamics*) vienādojumi. Pilnos vienādojumus to sarežģītības dēļ var atrisināt tikai izmantojot skaitliskās metodes (*numerical methods*). Skaitlisko metožu būtība, to ļoti vienkāršojot ir, ka atmosfēra tiek sadalīta mazos gabaliņos (režģa šūnās) un tiek uzskatīts, ka šūnas ietvaros fizikālie parametri ir konstanti.

Laika apstākļus nosaka arī citi fizikāli procesi, kas nav tieši saistīti ar šķidrums un gāzes mehāniku, piemēram, Saules īsviļņu starojums, kas šķērsojot atmosfēru, daļēji tiek absorbēts mākoņos, daļēji sasniedz Zemes virsmu, kur notiek siltuma pārnese procesi: gan siltumapmaiņa ar Zemes virsmu (augšni, jūras ūdeņiem), gan arī latentā siltuma pārnese iztvaikošanas procesos. Šo procesu tipiskais mērogs ir daudz mazāks kā skaitliskā režģa šūnas izmērs, tāpēc tos sauc arī par zemrežģa mēroga (*subgrid*) fizikālajiem procesiem un to aprakstam laika prognožu modelī tiek izmantotas vienkāršotas sakarības, kuras sauc par parametrizācijas shēmām.

Pamata dinamisko šķidrums un gāzu mehānikas vienādojumu (*dynamic core*) un atbilstošo parametrizācijas shēmu skaitlisko realizāciju sauc par skaitlisko laika prognožu (Numerical Weather Prediction, NWP)¹ modeli. Laika prognozes, ko var dzirdēt masu informācijas līdzekļos, mūsdienās tipiski ir balstītas uz skaitlisko laika prognožu modeļu rezultātiem, ko ir interpretējis un uzlabojis cilvēks - sinoptiķis.

Svarīgi atzīmēt, ka laika apstākļus kādā konkrētā vietā un laikā nosaka procesi ar krasi atšķirīgiem telpas un laika mērogiem (Tabula 1). Vienkāršojot, telpas procesu mērogi var iedalīt sinoptiskajā skalā, kurā parādību raksturīgais izmērs ir vairāki tūkstoši kilometru, mikroskalā, kur nozīmīgi ir turbulences procesi (raksturīgais mērogs ir mazāks par 2 km) un mezoskalā (*mesoscale*), kas atrodas pa vidu starp abām iepriekšējām skalām (2 – 200 km).

Vilhelms Bjerkne 1904. gadā postulēja, ka fizikālai laika prognozēšanai ir nepieciešams, pirmkārt, gana precīzi zināt fizikas likumus, kas nosaka kā atmosfēra no viena stāvokļa pāriet citā, un otrkārt, gana precīzi zināt atmosfēras stāvokli brīdī, no kura uz priekšu prognoze tiek izdarīta (sākumstāvokli). Šī ideja, absolūti inovatīva

¹ Atmosfēras fizikā bieži tik lietoti nozarei specifiski saīsinājumi. Šajā darbā izmantoto saīsinājumu uzskaitījums un atšifrējums dots 12.1. Pielikumā.

tās izdarīšanas brīdī, mūsdienās tiek uzskatīta par acīmredzamu un veido pamatu mūsdienu laika prognozēšanai.

Tabula 1. Dažu meteoroloģisko parādību laika un telpiskie mērogi. Adaptēta no (Y.-L. Lin 2007, 2. lpp.)

<i>Telpiskais mērogs</i>	<i>Laika mērogs</i>	<i>Meteoroloģiskā parādība</i>
<i>Vairāk nekā 2000 km</i>	Vairāk kā nedēļa	Sinoptiskā mēroga cikloni,
<i>200 km – 2000 km</i>	1 diena – 1 nedēļa	Atmosfēras frontes, tropiskās vētras
<i>20 km – 200 km</i>	Līdz 1 dienai	Jūras brīze
<i>2 km – 20 km</i>	1 stunda	Pērkona negaisi
<i>200 m – 2 km</i>	30 minūtes – 1stunda	<i>Cumulus</i> mākoņi, tornado

Skaitlisko laika prognožu modeļu aprēķinus joprojām ierobežo pieejamās datorjaudas. Atkarībā no pielietojuma, aprēķinu apgabals var aptvert visu zemeslodi, vai arī ierobežotu ģeogrāfisko apgabalu, kura izmēri ir mērāmi simtos vai tūkstošos kilometru (limitētas teritorijas modelis, *Limited Area Model*, LAM). Šiem modeļiem ir nepieciešams uzdot arī sānu (laterālos) robežnosacījumus, kas parasti tiek ņemti no kāda iepriekš veikta globālā modeļa aprēķina.

Atgriežoties pie jautājuma par sākumnosacījumiem, vēsturiski aprēķinu inicializācijai ir tikuši izmantoti interpolēti novērojumu dati kopā ar klimatoloģisko informāciju (Kalnay 2011, 138. lpp.), taču mūsdienās prognožu aprēķini tiek inicializēti, izmantojot kombināciju no diviem datu avotiem – iepriekšējo modeļaprēķinu rezultātiem, kas attiecas uz jauno prognozes sākuma momentu, kas tiek modificēti izmantojot aktuālos novērojumu datus procesā, ko sauc par datu asimilāciju (*data assimilation*). Limitētas teritorijas modeļa gadījumā kā sākumnosacījumus ir iespējams izmantot arī globālā modeļa datus.

Globālo modeļi ir nepieciešami vidēja termiņa laika prognožu sagatavošanai. Mūsdienās ar „vidēju termiņu” tiek saprasta laika prognoze no 48 stundām līdz divām nedēļām no prognozes izdarīšanas brīža. Divi no populārākajiem modeļiem ir NWS-NCEP (National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction, ASV) uzturētais GFS (*Global Forecast System*) modelis un ECMWF (European Centre for Medium range Weather Forecast) uzturētā IFS (*Integrated Forecast System*) modeļu kopa.

Iepriekš aprakstīts prognožu izdarīšanas process, kuru rezultāts apraksta nākotni, kas vēl nav pienākusi aprēķinu veikšanas brīdī. Taču daudzos pielietojumos nozīmīga ir arī modeļu sniegtā informācija par pagātņi, proti, notikumu pētījumi (*case studies*) un klimata pētījumi. Šim nolūkam abas augstākminētās institūcijas uztur speciālas datukopas, ko sauc par reanalīzēm (*reanalysis*). Reanalīzes ir pagātnei atbilstoši modeļu aprēķinu rezultāti, kuriem veikta novērojumu datu asimilācija. Reanalīzes ir iespējams izmantot par sākumnosacījumu un robežnosacījumu avotiem atsevišķu pagātnes notikumu pētījumiem. Šeit svarīgi nošķirt reanalīzes no klimata modeļiem

(*Global Circulation Models, GCM, Regional Climate Models, RCM*), kuriem datu asimilācija netiek veikta un tāpēc tos nevar piesaistīt kādiem konkrētiem datumiem.

Moderns pārskats par skaitliskās laika prognozēšanas problemātiku sniegts rakstā (Bauer, Thorpe and Brunet 2015).

1.2 Vēja plūsmas Kurzemes Baltijas jūras piekrastē: No brīzes līdz piekrastes strūklām

Šī pētījuma aizsākums ir saistīts ar gandrīz nejaušu novērojumu. Nesaistītu iemeslu dēļ tika pētīti satelīta vēja ātruma novērojumi virs jūras (ASCAT dati) Baltijas jūras piekrastē pie Kurzemes, un vairākās pavasara dienās varēja ieraudzīt krastam paralēlas vēja plūsmas, kuras nebija iespējams izskaidrot ar sinoptiskajām parādībām – atmosfēras frontēm un cikloniem. Ventspils novērojumu stacijas datu pārbaude atļāva novērtēt, ka šī parādība ir gana bieži sastopama, lai tai būtu praktiska nozīme.

Viens no galvenajiem pētījuma objektiem šajā darbā ir vēja rozes – vēju virzienu statistiskie sadalījumi, proti, vienkāršojot, šis darbs ir mēģinājums atbildēt uz jautājumu, kāpēc no dažiem vēja virzieniem vējš pūš biežāk nekā no citiem. Teorētiski ikvienā Latvijas punktā vējš var pūst no ikviena virziena, tāpēc vispirms ir jāsaprot jautājumu, kas vispār nosaka valdošo vēja virzienu. Dažādās Zemeslodes vietās atbildes atšķiras, bet Latvijas ģeogrāfiskā novietojuma dēļ vidējos platumu grādos (*mid-latitudes*) tipiski atbilde tiek meklēta saistībā ar tipiskajām ciklonu atrašanās vietām un trajektorijām, kas ir sinoptiskā mēroga parādības.

Ir zināmas mazāka telpiskā mēroga (mezoskalas) parādības, kas var ietekmēt vēja plūsmas. Krastu tuvumā tās galvenokārt ir saistītas ar fizikālo parametru atšķirībām starp sauszemi un jūru. Populārākā no tām ir brīze, taču klasiskajā izpratnē tās radītā vēja plūsma ir perpendikulāra krastam.

Šis darbs sākas ar īsu teorijas apskatu, kas ievieš šķidrums un gāzu dinamikas (*fluid dynamics*) pamatjēdzienus un vienādojumus, kas piemēroti atmosfēras matemātiskajam aprakstam. Tālāk seko literatūras apskats par parādībām, kas tieši saistītas ar piekrasti, piemēram, jūras brīzi un piekrastes zemo līmeņu strūklām (*coastal low-level jets, CLLJ*). Pēc tam aprakstīti izmantotie izmantotie dati un modeļi, t.i., LVGMC novērojumu staciju dati un ASCAT sensora vēja ātruma novērojumi jūrā no satelīta. Atsevišķu notikumu analīzei (*case studies*) izmantots WRF (*Weather Research and Forecast*) skaitliskais laika prognožu modelis.

Nākošajā nodaļā veikta vēja rožu analīze novērojumu staciju datiem Kurzemes Baltijas jūras piekrastē (Liepājai un Ventspilij). No tās iespējams secināt, ka pavasara sezonā dienas laikā (pēc saullēkta un pirms saulrieta) vējš biežāk kā no citiem virzieniem pūš paralēli krastam – no ziemeļiem, ziemeļaustrumiem vai dienvidrietumiem. Tālāk tika izvēlēti divi konkrēti datumos, kuros novērojumu stacijas reģistrējušas vai nu vēju no ziemeļiem (2013. gada 3. maijs) vai dienvidrietumiem (2013. gada 6. maijs) un ASCAT dati rāda krastam paralēlu vēja

plūsmu Baltijas jūrā. Divas nākošās nodaļas veltītas šo gadījumu analīzei, apkopojot pieejamos vēja ātruma un virziena novērojumu datus un veicot skaitlisko laika apstākļu modelēšanu. Modeļrezultātiem analizēti vēja ātrumi pie zemes virsmas (10 metrus virs reljefa), kā arī vēja ātrums un temperatūra augstākos slāņos. Rezultāti liecina, ka

1. Kurzemes Baltijas jūras piekrastes meteoroloģisku novērojumu staciju ilggadīgie dati rāda, ka siltajā gada posmā (marts - oktobris) vēja virzienu sadalījumam ir novērojams diennakts cikls. Nakts laikā novērojami vēja virzienu sadalījuma maksimumi, kas atbilst virzieniem, kur vējš pūš no krasta uz jūru, bet dienas laikā maksimumi atbilst vējam, kas pūš paralēli krastam, t.i. no ziemeļu vai dienvidrietumu virziena.
2. Šo krastam paralēlo plūsmu izcelsme ir saistīta ar mezoskalas (*mesoscale*) parādībām, kas izriet no fizikālo parametru atšķirībām starp zemi un jūru, pretstatā sinoptiskās skalas parādībām (cikloniem, frontēm).
3. Plūsmu no ziemeļiem iespējams izskaidrot ar piekrastes zema līmeņa strūklu (*coastal low-level jets*) mehānismu, kad temperatūras atšķirības starp zemi un jūru rada krastam paralēlās ģeostrofiskās vēja ātruma komponentes izmaiņas vertikālā dimensijā, ko apraksta termālā vēja sakarība.
4. Potenciāls izskaidrojums plūsmai no dienvidu virziena meklējams divu dažādu procesu kombinācijā:
 - a) Pirmais mehānisms ir zemo līmeņu strūkla, kas radusies siltajam gaisam tiekot advektētā pāri Baltijas jūrai (telpiskais analogs zemo līmeņu strūklai, kas radusies inerciālās oscilācijas rezultātā). Šī procesa rezultātā veidojas temperatūras inversija.
 - b) Temperatūras inversijas gadījumā, ja vēja plūsma ir vērsta uz krastu, tad tai sastopot virsmas raupjuma lecienu, parādās krastam paralēlas plūsmas (strūklu).

2 GĀZU UN ŠĶIDRUMU DINAMIKAS PAMATVIENĀDOJUMI ATMOSFĒRAI

2.1 Hidrostatiskais tuvinājums un potenciālā temperatūra

Atmosfēras fizikā ideālās gāzes vienādojumu ērti izteikt formā:

$$p = \rho R_d T, \quad (2.1)$$

kur p – spiediens, ρ – blīvums, $R_d = 287 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ ir ideālā gāzu konstante sausam gaisam (ideālā gāzu konstante R dalīta ar gaisa molmasu), T – temperatūra.

Atmosfērā bieži tiek izmantots hidrostatiskais tuvinājums, kad tiek uzskatīts, ka spiediens konkrētā augstumā ir atkarīgs tikai no gaisa masas augstāk:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (2.2)$$

kur z – vertikālā koordināte, $z = 0$ ir Zemes virsma², un ass vērsta augšup, $g = 9.81 \text{ m/s}^2$.

Tipiski runājot par gāzu likumiem, tiek apgalvots, ka augstāka temperatūra noved pie lielāka spiediena. Atmosfēras fizikas kontekstā svarīgi atzīmēt divas lietas. Pirmkārt, šis izteikums attiecas uz konstantu (ierobežotu) tilpumu, bet atmosfērā gaiss var brīvi pārvietoties, un otrkārt, atmosfēras spiediens hidrostatiskajā tuvinājumā izriet no visas gaisa kolonnas masas radītā smaguma spēka.

Pieņemsim, ka dotas divas identiskas kolonas ar gaisu, kas atrodas blakus un kurām ir vienāda temperatūra. Sākot vienu no tām sildīt, gaiss tajā izpletīsies un līdz ar to spiediens kādā konkrētā augstumā būs augstāks nekā blakusesošajā kolonnā. Horizontāls spiediena gradients pie konstanta augstuma nozīmē nekompensētu spēku, kam seko gaisa plūsma no karstākās kolonnas uz aukstāko. Masas pārvietošanās savukārt noved pie hidrostatiskā atmosfēras spiediena palielināšanās jūras līmenī aukstākajā kolonnā (Ahrens 1988, 42. lpp). Tāpēc atmosfēras fizikas kontekstā apgabali ar zemāku temperatūru ir saistīti ar augstu spiedienu, bet apgabali ar siltu temperatūru - ar zemu spiedienu.

Pieņemsim, ka atmosfēras spiediens mainās vertikālajā dimensijā atbilstoši hidrostatiskajam vienādojumam (2.2). Saskaņā ar ideālās gāzes vienādojumu, gāzes temperatūra ir atkarīga no spiediena. Apskatīsim, kas notiek ar noteiktu gāzes daudzumu, kurš pārvietojas vertikālā virzienā, taču neapmainās ar apkārtējo vidi ne ar masu, ne ar enerģiju, t.i. notiek adiabātisks process. Šo sauc par gaisa paketes

² Latviešu valodā divus dažādus jēdzienus "Earth's surface" un "land" mēdz apzīmēt ar vienu un to pašu vārdu "zeme". Pirmais jēdziens šeit un turpmāk tiks bieži lietots lai apzīmētu augstumu virs reljefa vai jūras ūdens līmeņa un tiks rakstīts ar lielo burtu - "Zemes virsma". Otrais jēdziens atšķir sauszemi no ūdeņiem un tiks rakstīts ar mazo burtu "zeme", vai arī tiks izmantots jēdziens "sauszeme".

(parcel) tuvinājumu. Svarīgi atzīmēt, ka šajā aprakstā netiek aplūkota temperatūras izmaiņa fāzu pārejas dēļ, kas ir nozīmīga komponente mākoņu veidošanās procesā, it īpaši vasaras konvektīvo nokrišņu aprakstā.

Lai aprakstītu šādu kustību, tiek ieviests potenciālās temperatūras θ jēdziens, kas tiek definēts ar sakarību:

$$\theta = T \cdot \left(\frac{p_s}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}}, \quad (2.3)$$

kur p_s – references spiediens, parasti 1000 hPa³ jeb tipiskais atmosfēras spiediens jūras līmenī, c_p – īpatnējā siltumietilpība. Šo sakarību sauc par Puasona vienādojumu (Holton 2004).

Labi zināms, ka siltais gaiss ceļas augšup. Precīzāk izsakoties, siltā gaisa blīvums ir mazāks par aukstā gaisa blīvumu un stabils stāvoklis ir tad, kad mazāk blīvais šķidrums atrodas augšpusē. Atmosfērā (runājot par tipiskajiem vertikālajiem mērogiem vismaz 100m ... 1km, skatīt sadaļu 2.4. par planetāro robežslāni), svarīgi atcerēties, ka blīvums mainās arī kā funkcija no augstuma, spiediena izmaiņas dēļ. Līdz ar to, lai varētu korekti atbildēt uz jautājumu, vai gaiss kādā augstumā celsies augšup vai nē, jāizmanto nevis absolūtās, bet gan potenciālās temperatūras jēdziens. Ja $\frac{d\theta}{dz} > 0$ (potenciālā temperatūra pieaug pa vertikālo dimensiju), tad atmosfēra ir stabila (analogi siltam šķidrumam, kas atrodas virs aukstāka), $\frac{d\theta}{dz} = 0$ tiek saukts par neitrālu stāvokli, bet $\frac{d\theta}{dz} < 0$ – par nestabilu.

Ideālās gāzes vienādojums nevar pilnībā izskaidrot reālo atmosfēras temperatūras sadalījumu, jo to lielā mērā nosaka arī Saules starojuma absorbcija dažādos slāņos, kā arī dinamiskie procesi. Tāpat jāatzīmē, ka tipiski Saules radiācija sasilda Zemes virsmu vairāk kā tai tuvumā esošo gaisu, tāpēc apskatot temperatūras vertikālo sadalījumu atmosfērā, tipiska ir situācija kad zemākajos slāņos temperatūra ir siltāka nekā augstākajos. Tāpēc situāciju, kad siltākie gaisa slāņi atrodas virs aukstākajiem, sauc par inversiju.

Atmosfēras stabilitāti var raksturot arī ar lielumu N , ko sauc par Brunta – Vaisalas frekvenci (*Brunt – Vaisala frequency*). Ja gaisa pakete ar potenciālo temperatūru θ_0 atrodas augstumā z , bet tās apkārtējo vidi raksturo potenciālā temperatūra $\bar{\theta}(z)$, tad paketes novirzi no līdzsvara stāvokļa vertikālajā dimensijā var raksturot ar Δz , un tai ir spēkā vienādojums (Markowski and Richardson 2011, 49. lpp):

$$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} = \left(\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z}\right) \Delta z, \quad (2.4)$$

kur t – laiks. Brunta - Vaisalas frekvence raksturo gaisa paketes vertikālas oscilācijas ap līdzsvara stāvokli. Tipiska N vērtība ir 0.12 s^{-1} , līdz ar to svārstību periods ir aptuveni 8 min (Holton 2004, 53. lpp)

³ hPa = 100 Pa. Tipiskais atmosfēras spiediens ir aptuveni 100 000 Pa, kas ir vienāds 1000 hPa. Spiediena mērvienība "atmosfēra" ir vienāda ar 101 325 Pa.

2.2 Dinamikas vienādojumi un ģeostrofiskais vējš

Šīs apakšnodaļas saturs ir balstīts avotos (Holton 2004) un (Markowski and Richardson 2011).

Atmosfērā trīsdimensionālo vēja ātrumu ar komponentēm (u, v, w) apraksta šādi vienādojumi, definēti virs rotējošas sfēras, izmantojot koordinātes (λ, ϕ, z):

$$\frac{du}{dt} - \frac{uv \tan \phi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \phi - 2\Omega w \cos \phi + F_x, \quad (2.5)$$

$$\frac{dv}{dt} + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + \frac{vw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \phi + F_y, \quad (2.6)$$

$$\frac{dw}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos \phi + F_z, \quad (2.7)$$

kur λ – ģeogrāfiskā koordināte, garuma grādi (*longitude*),

ϕ – ģeogrāfiskā koordināte, platuma grādi (*latitude*),

x – lokālās koordinātu sistēmas koordināte, kas katrā punktā orientēta rietumu – austrumu virzienā,

y – lokālās koordinātu sistēmas koordināte, kas katrā punktā orientēta dienvidu – ziemeļu virzienā, un ir spēkā sakarības

$$dx = a \cdot \cos \phi \cdot d\lambda, \quad dy = a \cdot d\phi \quad (2.8)$$

z – koordināte, kas vērsta perpendikulāri Zemes virsmai katrā punktā,

u – horizontālā vēja ātruma komponente, pozitīvais virziens nozīmē vēju, kas pūš no rietumiem uz austrumiem, vēja ātrums x dimensijā,

$$u \equiv r \cdot \cos \phi \cdot \frac{d\lambda}{dt} \quad (2.9)$$

v – horizontālā vēja ātruma komponente, pozitīvais virziens nozīmē vēju, kas pūš no dienvidiem uz ziemeļiem, vēja ātrums y dimensijā,

$$v \equiv r \cdot \frac{d\phi}{dt} \quad (2.10)$$

w – vertikālais vēja ātrums, pozitīvs virzienā uz augšu,

$$w \equiv \frac{dz}{dt} \quad (2.11)$$

Ω – Zemes rotācijas leņķiskais ātrums,

$F_{x,y,z}$ – spēki, skatīt tekstu zemāk.

Šeit radiālā komponente r jeb attālums līdz Zemes centram ir izteikta kā $r = a + z$, kur a – Zemes rādiuss, pieņemot, ka tas ir konstants un $z \ll a$ (z vērtības laika apstākļu aprakstam ir aptuveni līdz 10 km augstumam), $a \approx 6000 \text{ km}$, $r \approx a$. Lielumu $2\Omega \sin \phi$ apzīmē ar f un sauc par Koriolisa parametru. Tā vērtība Latvijai atbilstošajos platumā grādos ir $1.2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

Lai varētu novērtēt vienādojuma locekļu (2.5) - (2.7) kārtu, ir nepieciešams zināt aptuvenās lielumu $u, v, w, \frac{\partial p}{\partial x}$ vērtības. Horizontālās vēja ātruma komponentes u, v tipiski ir ap 10 m/s, bet vertikālais vēja ātrums w ir daudz mazāks – 0.01 m/s. Līdz ar to locekļu $2\Omega u \sin \phi, 2\Omega v \sin \phi$ vērtība ir ar kārtu 10^{-3} ms^{-2} . Aplūkosim pārējos vienādojuma locekļos, sākot no mazākajiem. Berzes locekļi $F_{x,y}$ var raksturot vai nu molekulāro berzi, kas saistīta ar viskozitāti, vai arī turbulenci (*eddy viscosity*). Viskozitātes gadījumā šis lielums ir neievērojami mazs ārpus ļoti plāna (milimetrus bieza) slānīša virs Zemes, un tāpēc parasti netiek apskatīts vispār. Turbulencei ir liela nozīme procesos pie Zemes virsmas, taču tās efektus tipiski apraksta planetārā robežslāņa parametrizācijas shēmas (sk. nodaļu 2.4).

Locekļus, kas proporcionāli $\frac{1}{a}$, sauc par metriskajiem locekļiem (Markowski and Richardson 2011, 18. lpp). Tā kā Zemes rādiuss ir $a \approx 6 \cdot 10^6 \text{ m}$, tad to vērtības vidējos platumā grādos ir 10^{-5} ms^{-2} locekļiem, kas nesatur vertikālo ātrumu, piemēram, $\frac{uv \tan \phi}{a}$, un 10^{-8} ms^{-2} locekļiem, kas satur vertikālo ātrumu, piemēram, $\frac{uw}{a}$. Līdzīgi, ņemot vērā tipiskās w vērtības, $2\Omega w \cos \phi$ ir ar kārtu 10^{-6} ms^{-2} .

Līdz ar to, atmetot mazāk svarīgos locekļus, vienādojumus (2.4), (2.5) iespējams izteikt formā:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv, \quad (2.12)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu. \quad (2.13)$$

Kādas ir tipiskās locekļu $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$ vērtības? Šeit atbilde ir nedaudz komplicētāka, jo, lai arī gaisa blīvums horizontāli ir aptuveni konstants ($\rho = 1 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ pie Zemes virsmas), tipiskās spiediena gradientu vērtības ir atkarīgas no tā, kādas parādības tiek apskatītas. Sinoptiskajā mērogā cikloniem un anticikloniem tipiskas $\frac{\partial p}{\partial x}$ vērtības ir $\frac{10 \text{ mb}}{1000 \text{ km}}$, kas padara $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$ locekli par pēc lieluma kārtas tuvu Koriolisa spēka loceklim⁴ ar vērtību 10^{-3} ms^{-2} , un tādā gadījumā ir iespējams ieviest ģeostrofiskā vēja jēdzienu.

⁴ $1 \text{ mb} = 100 \text{ Pa}$

Vēja lauku stacionārā stāvoklī, kad $\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} = 0$ un Koriolisa spēks ir precīzā līdzsvarā ar spiediena gradientu sauc par ģeostrofisko vēju (u_g, v_g):

$$f v_g \approx \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (2.14)$$

$$-f u_g \approx \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}. \quad (2.15)$$

Ģeostrofiskajam vējam Koriolisa spēka un spiediena gradienta locekļi ir ar vienādu kārtu, bet pretējām zīmēm un aptuveni kompensē viens otru.

Realitātē ģeostrofiskā vēja sakarība izpildās tikai tuvināti. Tad vienādojumu (2.12), (2.13) kreisās puses ir mazas un atkarīgas no abu locekļu starpības jeb aģeostrofiskā vēja. Dažkārt mēdz kopējo vēja ātrumu izteikt kā ģeostrofiskā vēja v_g un aģeostrofiskā vēja v_a summu:

$$v = v_g + v_a \quad (2.16)$$

No vienādojumiem (2.14) un (2.15) izriet, ka ģeostrofiskais vējš ir paralēls izobārām. Piemēram, ja spiediens mainās tikai x virzienā, tad ģeostrofiskajam vējam būs tikai v_g komponente un u_g būs vienāda ar nulli. Tradicionālais izskaidrojums tam (sk. piemēram (Ahrens 1988, 267. lpp)) ir saistīts ar apsvērumu, ka Koriolisa spēks darbojas perpendikulāri vēja ātrumam un var mainīt tikai tā virzienu, nevis ātrumu. Pieņemsim, ka atmosfērā rodas spiediena gradients un vējš atbilstoši sāk pūst no augstākā spiediena uz zemāko. Tiklīdz kā vēja ātrums palielinās, tā uz to sāk darboties Koriolisa spēks, pagriežot to pa labi. Jo vairāk vēja ātrums palielinās, jo lielāks kļūst Koriolisa spēks, turpinot to noliekt pa labi, līdz vēja virziens kļūst paralēls izobārām. Ziemeļu puslodē ģeostrofiskais vējš pūš tādā virzienā, lai skatoties vēja pūšanas virzienā, zemāks spiediens būtu pa kreisi, bet augstāks – pa labi.

Lai novērtētu ģeostrofiskā tuvinājuma validitāti ievieš Rosbija skaitli Ro :

$$Ro \approx \frac{O\left(\frac{du}{dt}\right)}{O(fv)} = \frac{U}{fL}, \quad (2.17)$$

kur U – tipiskā vēja ātruma vērtība, L – telpiskais parādības izmērs. Ģeostrofiskais tuvinājums var tikt lietots, ja vienādojumu (2.12), (2.13) kreisās puses ir daudz mazākas par kādu no locekļiem labajā pusē, tas ir, ja $Ro \ll 1$.

Mezoskalas gadījumā $\frac{\partial p}{\partial x}$ locekļa tipiskās vērtības ir atkarīgas no apskatāmā procesa. Tās var būt gan līdzīgas sinoptiskā mēroga procesiem jeb aptuveni $\frac{5mb}{500 km}$, gan arī sasniegt daudz lielākas vērtības, piemēram, konvektīvo nokrišņu gadījumā tās var būt $\frac{5mb}{5 km}$, līdz ar to jautājums, cik labi ģeostrofiskā vēja tuvinājums apraksta katru konkrētu parādību, ir jāskata atsevišķi.

Vertikālā vēja ātruma vienādojuma (2.6) locekļu vērtību kārtu novērtējums noved pie hidrostatiskā tuvinājuma (2.2).

2.3 Termālā vēja izteiksme

Apskatīsim jautājumu par to, vai ģeostrofiskais vējš ir atkarīgs no augstuma. Ieviesīsim barotropiskas un baroklīniskas atmosfēras definīcijas. Ja blīvums ir atkarīgs tikai no spiediena, tad šādu atmosfēru sauc par barotropisku. Ja blīvums ir funkcija gan no spiediena, gan no temperatūras, tad šādu atmosfēru sauc par baroklīnisku. Barotropiskā atmosfērā ģeostrofiskais vējš nav atkarīgs no augstuma, bet baroklīniskā atmosfērā ģeostrofiskā vēja izmaiņas pa vertikālo asi apraksta tā sauktā termālā vēja sakarība, kas to saista ar temperatūras horizontālajiem gradientiem (Gill 1982, 217. lpp.):

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{fT} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_p, \quad (2.18)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{g}{fT} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_p. \quad (2.19)$$

Termālās vēja sakarības izvedums sniegts 12.4. pielikumā.

2.4 Planetārais robežslānis

Atmosfēru iespējams sadalīt divās daļās. Tuvu pie Zemes virsmas tās īpašības lielā mērā nosaka turbulenti virpuļi (*turbulent eddies*), bet augstākajos atmosfēras slāņos turbulenci bieži var neņemt vērā. Apgabalu tuvu Zemes virsmai, kurās turbulentās struktūras nozīmīgi ietekmē impulsa, siltuma un gaisa mitruma pārnese sauc par planetāro robežslāni (*Planetary Boundary Layer, PBL*). Atmosfēru virs planetārā robežslāņa sauc par brīvu (*free atmosphere*). Pretstatā turbulencei, ar molekulāro difūziju saistītie pārnese procesi darbojas tikai dažus milimetrus biezā slānī (Markowski and Richardson 2011). Planetārā robežslāņa biezums mainās diennakts laikā un tā izmērs var mainīties no dažiem desmitiem metru līdz vairākiem kilometriem (Stensrud 2007, 138.lpp.).

Ir divi galvenie mehānismi, kas rada turbulenci planetārajā robežslānī. Saules radiācija tipiski sasilda Zemes virsmu daudz vairāk nekā tuvumā esošo atmosfēru – zemes virskārtas temperatūra karstā vasaras dienā var sasniegt ~50C. Tāpēc gaiss pie Zemes virsmas ir nestabils, un ceļas augšup nelielu gaisa pakešu (termālu) veidā. Tāpat arī tipiski vēja ātrums augstākajos slāņos ir lielāks kā zemākajos (*wind shear*), kas ir otrs turbulences rašanās mehānisms (Markowski and Richardson 2011).

Vēja ātruma raksturošanai pie Zemes virsmas tiek izmantots tā sauktais logaritmiskais vēja profils. Tas apraksta vēja ātrumu u atkarībā no augstuma z (Stensrud 2007, 34. lpp.):

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right). \quad (2.20)$$

Tiek uzskatīts, ka šis vēja profils labi apraksta vēja ātruma sadalījumu neitrālā robežslānī (neitrāls robežslānis ir tāds, kurā potenciālā temperatūra nav atkarīga no augstuma (skatīt nodaļu 2.1) un siltuma plūsma vertikālā virzienā ir nulle). Konstante k tiek saukta par fon Karmana konstanti (*von Karman's constant*) un tiek uzskatīts, ka tās vērtība ir ap 0.4. Lielums z_0 tiek saukts par raupjuma garumu (*roughness length*) un tiek izmantots, lai raksturotu virsmas īpašības. u_* ir mērogošanas parametrs (*scaling parameter*), kas parāda horizontālā impulsa vertikālo plūsmu (*friction wind speed*) (Jacobson 2005, 231. lpp).

3 PIEKRASTES METEOROLOĢIJA

3.1 Piekrastes meteoroloģijas jēdziens

Par piekrastes meteoroloģiju sauc to atmosfēras procesu aprakstu, kas norisinās 100 km attālumā no krasta līnijas. Ūdens masām (ezeriem, jūrām, okeāniem) un sauszemei ir dažādas fizikālās īpašības vai fizikālo parametru vērtības, kas var novest pie atšķirīgām temperatūras, vēja ātruma un citu meteoroloģisko lielumu vērtībām virs jūras un sauszemes pat salīdzinoši tuvu esošos punktos.

Labi zināma ir klimatiskā atšķirība starp piekrasti un iekšzemi – piekrastē ziemas ir maigākas un vasaras ir mērenas, bet iekšzemē bargas ziemas nomaina karstas vasaras. Šīs atšķirības izriet no fakta, ka ūdenim ir lielāka siltumietilpība kā zemei.

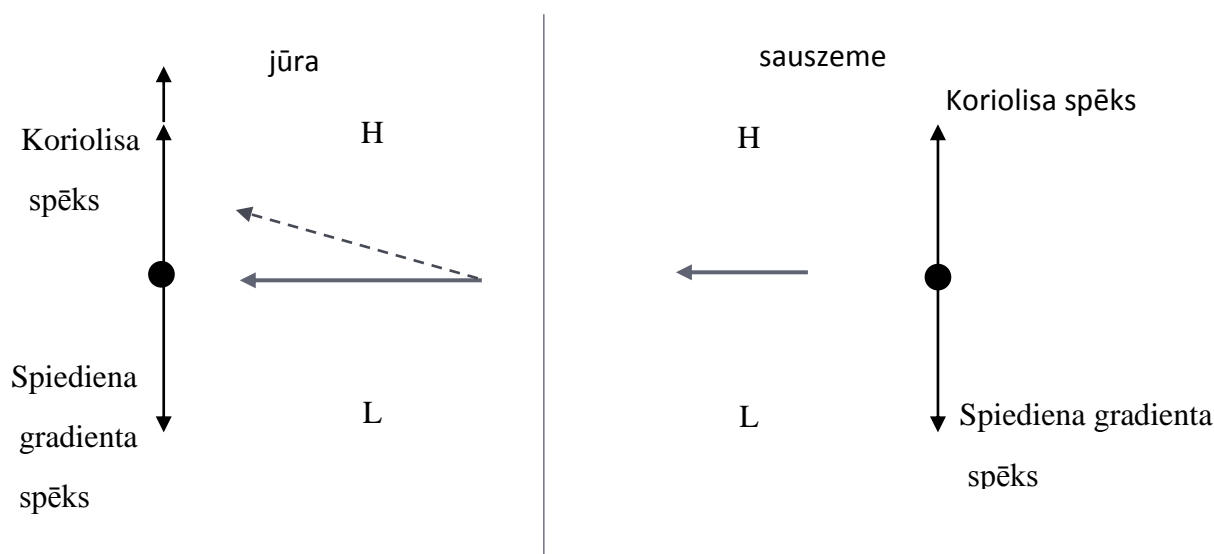
Virsmas raupjums z_0 virs sauszemes tipiski ir lielāks kā virs ūdens, tāpēc vēja ātrums virs sauszemes ir mazāks, nekā virs ūdens. Gaisa plūsmai šķērsojot krastu virzienā no sauszemes uz jūru, vēja ātrums palielināsies, kas noved pie piezemes diverģences, kas nozīmē vertikālo plūsmu virs ūdens virzienā no augstākajiem slāņiem uz piezemes slāņiem (*subsidence*). Gaisa masai pārvietojoties pāri krastam pretējā virzienā – no ūdeņiem pāri zemei, notiks pretējais process – vēja ātrums samazināsies, veidosies konverģence un gaiss virs sauszemes celsies augšup (Ahrens 1988, 302.lpp.).

Virsmas raupjuma atšķirības kopā ar Koriolisa spēka atkarību no ātruma noved pie vēja ātruma un virziena izmaiņas vējam šķērsojot krasta līniju. Iedomāsimies situāciju Ziemeļu puslodē, kad krasta līnija ir orientēta Z-D virzienā un ģeostrofiskā vēja virziens ir no austrumiem (3.1. att.) No ģeostrofiskā vēja izteiksmes (2.14), (2.15) seko, ka ziemeļos atrodas apgabals ar augstu spiedienu, bet dienvidos – ar zemu. Spiediena gradienta spēks (*Pressure Gradient Force*) ir līdzsvarā ar Koriolisa spēku. Pēc tam, kad vējš ir šķērsojis krasta līniju, tā ātrums palielinās, jo ir samazinājies virsmas raupjums. Tas neietekmē spiediena gradienta spēka vērtību, bet ietekmē Koriolisa spēka vērtību, un tā vērtība palielinās un vēja virziens noliecas pa labi (Ahrens 1988, 302.).

Piekrastes meteoroloģiskie procesi var atstāt iespaidu uz klimatu plašākā telpiskā mērogā. Piemēram, Kalifornijas piekrastē dažos reģionos vasarā novērota maksimālās temperatūras samazināšanās, kas varētu tikt izskaidrota ar sauszemes – jūras temperatūras kontrasta pastiprināšanos, kas savukārt palielina brīžu aktivitāti (Lebassi, et al. 2009).

Piekrastes meteoroloģiskie procesi ir nozīmīgi vēja enerģētikas attīstībā (Nunalee and Basu 2013). Baltijas jūras piekrastē tipiski vēja ātrums virs jūras ir lielāks kā vēja ātrums virs sauszemes, padarot jūru par pievilcīgu atrašanās vietu vēja turbīnu uzstādīšanai. Taču, jāņem vērā, ka saražoto elektrību no vēja turbīnām nepieciešams aizvadīt un to uzstādīšanas iespējas ir atkarīgas no jūras dibena dziļuma, tāpēc

gadījumā, ja turbīnas tiek uzstādītas jūrā (*offshore wind power*), turbīnu uzstādīšana vispārējā gadījumā ir vēlāmāka tuvāk krastam.



3.1. attēls. Vēja virziena izmaiņa virsmas raupjuma izmaiņu dēļ starp jūru un piekrasti. H (high) - augsts spiediens, L (low) – zems spiediens

Piekrastēs tipiski notiek aktīva komerciālo kuģu satiksme, kā arī iedzīvotāji nodarbojas ar kuģošanu vai jūras sporta veidiem. Gadījumā, ja ir noticis negadījums un cilvēki ir nokļuvuši aiz borta, to kustība jūrā būs atkarīga no straumju un vēja virziena. Līdzīgi arī naftas noplūdes gadījumā naftas plankuma pārvietošanās būs atkarīga no jūras hidrodinamiskā stāvokļa, kas savukārt ir atkarīgs no vēja lauka. Eksistē speciāli dienesti, kuru pienākums ir koordinēt glābšanas darbus šādos negadījumos un to veiksmīgai darbībai ir nepieciešama kvalitatīva meteoroloģiskā un okeanogrāfiskā prognoze. Latvijā šāds dienests ir Jūras meklēšanas un glābšanas koordinācijas centrs, kas ir Nacionālo bruņoto spēku struktūrvienība. (Nacionālie bruņotie spēki 2010)

3.2 Jūras brīze

Brīze ir viena no populārākajām un visvairāk pētītajām piekrastes meteoroloģijas parādībām un tā bija pazīstama jau senajiem grieķiem (Miller, et al. 2003). Vidējos platumu grādos brīzes ir sastopamas pavasaros un vasarās (Ahrens 1988).

Sākotnēji iedomāsimies idealizētu situāciju, kad piekrastes zonā nav vēja. Virs sauszemes gaiss sasilst un izplešas, atmosfēras spiediens kļūst mazāks, virs jūras gaiss ir auksts un atmosfēras spiediens ir lielāks. Pateicoties spiedienu atšķirībām, pie Zemes virsmas gaiss no jūras plūst uz zemi, bet augstāk – atpakaļ (Holton 2004, 90. lpp.). Šo cirkulāciju sauc par jūras brīzi. Tās tipiskais augstums ir 500 – 1000 m un plūsmas ātrums ir aptuveni 5 – 10 m/s (Markowski & Richardson, 150. lpp.). Jūras

brīzes cirkulācijas zonu, kas atrodas visdziļāk iekšzemē sauc par jūras brīzes fronti (Miller, et al. 2003). Idealizētais izskaidrojums apraksta stacionāro stāvokli pēc tam, kad cirkulācija ir izveidojusies. Interesanti, ka jautājums par to, kā šis process tiek iniciēts patiesībā tika izpētīts relatīvi nesen un tajā kritisku lomu spēlē skaņas viļņi (Miller, et al. 2003).

Nakts laikā jūra ir siltāka par zemi un ir iespējams pielietot visu iepriekš definēto modeli, lai aprakstītu cirkulāciju pretējā virzienā – no krasta uz jūru, taču ir nepieciešams atzīmēt, ka jūras brīzes fronte (pa dienu) un krasta brīzes fronte (naktī) nav viena un tā pati fronte, kas ir mainījusi virzienu, bet gan divas dažādas parādības. Dažkārt no rītiem ir iespējams novērot situāciju, kad iekšzemē jau ir izveidojusies jūras brīze, bet jūrā vēl ir novērojama iepriekšējās nakts krasta brīze (Markowski & Richardson, 150. lpp).

Tiek uzskatīts, ka vismaz brīzes sākumposmā plūsma ir perpendikulāra krastam. Koriolisa spēks un ar to saistīta brīzes plūsmas virziena izmaiņa sāk palikt nozīmīga aptuveni 6 stundas pēc brīzes sākuma un Koriolisa spēka nozīme pieaug vēlākajos brīzes laika posmos (Crosman and Horel 2010).

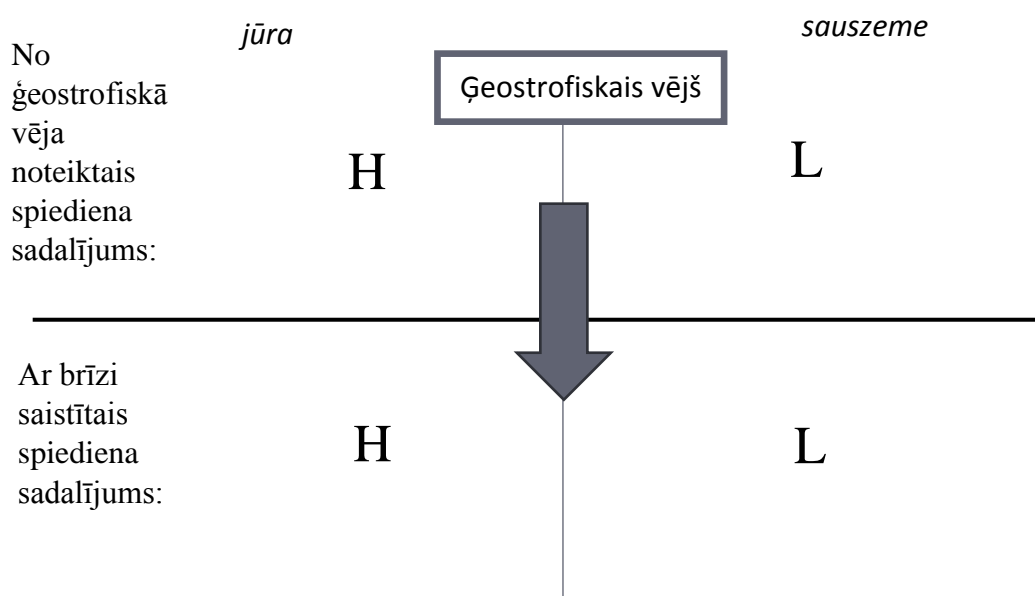
Par spīti lielajam pētījumu daudzumam, kas saistīti ar dažādiem brīzes parādību aspektiem, apskatot atmosfēras modeļproгноžu rezultātus bieži ir grūti ieraudzīt situāciju, kas atbilstu teorētiskajam modelim. Varbūt tāpēc ir likumsakarīgi, ka plašāka brīžu klasifikācija, kas tiks aprakstīta tālāk, pirmo reizi zinātniskajā literatūrā parādās 2003. gadā (Miller, et al. 2003) un tiek pārņemta no raksta, kas saucas „Four ways to win the sea breeze game”, kas tika publicēts žurnālā „Sailing World” un ir veltīts burāšanai.

Analizējot idealizēto brīzes gadījumu, tika pieņemts, ka nav nekādu cita vēju plūsmu. Reālajos apstākļos brīze kā vidēja telpiskā mēroga (*mesoscale*) parādība vienmēr atrodas iekšpusē kādai lielāka mēroga (sinoptiskā mēroga) plūsmai. Šo sinoptiskās skalas vēju var uzskatīt par ģeostrofisku, jo tiek uzskatīts, ka sinoptiskajā mērogā ģeostrofiskā vēja sakarība izpildās ļoti labi. Ģeostrofiskais vējš viennozīmīgi ir saistīts ar lielāka mēroga spiediena sadalījumu, un gandrīz vienmēr atmosfērā pastāv spiedienu gradienti sinoptiskajā mērogā.

Brīzes pamatā ir spiediena atšķirības starp jūru un sauszemi. Sinoptiskā mēroga spiediena sadalījums var vai nu pastiprināt, vai vājināt šīs atšķirības un attiecīgi arī ar brīzi saistīto vēja plūsmu, atkarībā no tā kā krasta līnija ir orientēta attiecībā pret lielāka mēroga sinoptisko spiediena sadalījumu. Lai veiktu šo analīzi, ir nepieciešams apskatīt kā ģeostrofiskais vējš ir orientēts attiecībā pret krasta līniju.

No ģeostrofiskā spēka izteiksmes izriet, ka skatoties ģeostrofiskā vēja pūšanas virzienā, pa labi atradīsies augsta spiediena apgabals, pa kreisi – zema spiediena apgabals. Ja ģeostrofiskais vējš pūš tādā virzienā, ka tam ir komponente paralēli krastam, kas ir orientēta tā, lai krasts būtu pa kreisi (skatoties vēja pūšanas virzienā, 3.2. att.), tad no ģeostrofiskā vēja ātruma noteiktais spiedienu sadalījums sekmē brīzes kustību. Atceroties, ka vispārīgi (sinoptiskajā mērogā) augsts spiediens pie

Zemes virsmas ir saistīts ar vertikālu gaisa kustību lejup (piezemes divergēnce), un zems spiediens – ar gaisa kustību augšup (piezemes konverģence)⁵ (Ahrens 1988, 275. lpp.), tad redzams, ka šāds spiedienu sadalījums sekmē brīzes cirkulāciju, jo brīzes cirkulācija virs zemes paredz vertikālu kustību augšup, bet virs jūras - vertikālu kustību lejup. Ja ģeostrofiskais vējš būtu vērsts pretējā virzienā, tad no tā izrietošais spiedienu sadalījums būtu pretējs tam, kas saistīts ar jūras brīzi un tādējādi traucē veidoties brīzes cirkulācijai (Miller, et al. 2003).



3.2. attēls. Ģeostrofiskā vēja mijiedarbība ar brīzi. H (high) - augsts spiediens, L (low) – zems spiediens. Brīzes cirkulācija paredz, ka virs sauszemes gaisa celsies augšup, bet virs jūras – pārvietosies no augšas uz leju. Atkarībā no ģeostrofiskā vēja virziena, lielāka mēroga (sinoptiskā mēroga) spiedienu sadalījums arī ietver informāciju par lielāka mēroga gaisa masu vertikālās pārvietošanās virzienu (konverģence vai diverģence), kas vai nu palīdz vai traucē brīzei veidoties.

Tātad ir iespējams ieviest brīzes klasifikāciju atkarībā no tā, kā ģeostrofiskais (fona) vējš ir vērsts attiecībā pret krastu. Ja ģeostrofiskais vējš ir vērsts tā, ka zeme ir pa kreisi, tad šādu brīzes tipu sauc par korķuviļķa brīzi (*corkscrew breeze*), bet ja pretējā virzienā – tad par aizmugures durvju brīzi (*backdoor breeze*). Šāda klasifikāciju ir iespējams algoritmizēt un pielietot lielam datu apjomam, kā tas darīts pētījumos Lielbritānijas un Nīderlandes piekrastēs (Steele, et al. 2015).

Jāatceras, ka ja ģeostrofiskajam vējam ir komponente, kas perpendikulāra krastam, tad atkarībā no šīs komponentes virziena uz krasta līnijas var veidoties papildu diverģence vai konverģence (3.1. att.), kuras iespaids jākombinē ar iepriekš aprakstīto efektu.

⁵ Ciklons ir zema spiediena apgabals, ap kuru notiek apļveida gaisa cirkulācija. Tuvu pie Zemes virsmas, berzes spēka dēļ, ģeostrofiskais vējš nav vērsts paralēli izobārām, bet gan nedaudz pagriezts virzienā uz ciklona centru. Tas noved pie tā, ka gaisa pie Zemes virsmas plūst ciklona centra virzienā (to sauc par konverģenci), un tā kā tas nevar šķēršot atmosfēras apakšējo robežu, tam ir jāceļas augšup. Anticiklonā jeb augsta spiediena apgabalā notiek pretējais process, tāpēc tā centrā gaisa plūst lejup (diverģence).

Ja ģeostrofiskais vējš ir vērsts tieši virzienā uz krastu, perpendikulāri krasta līnijai, tas var ievērojami vājināt jūras brīzes izpausmes – proti nav iespējams atšķirt brīzi no lielāka mēroga plūsmas, kurā tā atrodas (Crosman and Horel 2010).

3.3 Zemo līmeņu strūklas

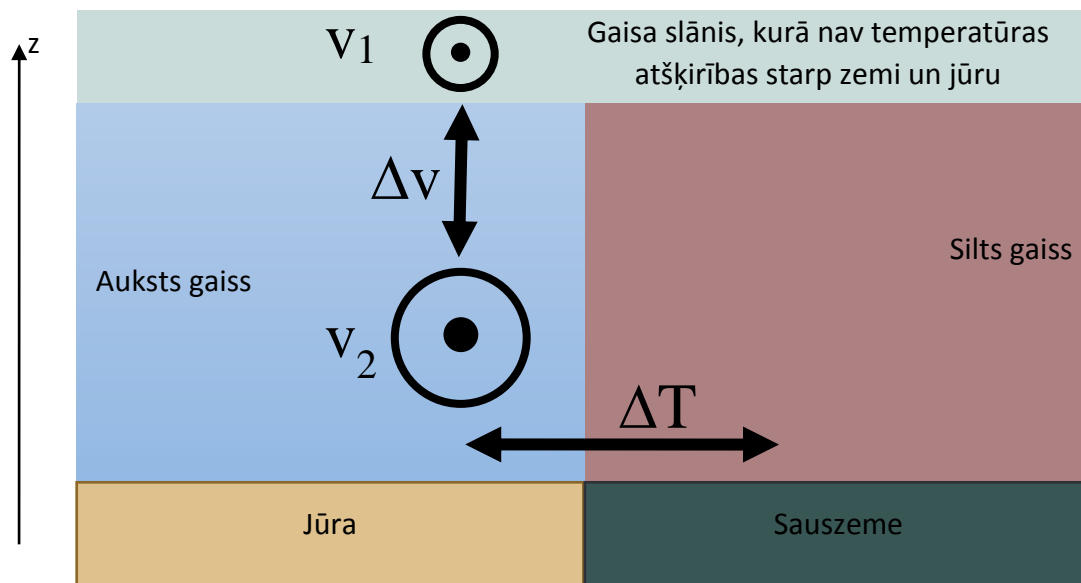
Par strūklu (*jet*) sauc plūsmu šķidrums iekšienē, kuras ātrums ir ievērojami lielāks par apkārtējā šķidrums ātrumu. Šeit un turpmāk tiks lietots jēdziens “zemo līmeņu strūklas” jeb “ZLS”, kas domāts kā tiešs tulkojums angļiskajā literatūrā sastopamajam jēdzienam “*low-level jets*” (LLJ). Svarīgi saprast, ka šis termins ir empīrisks, proti, apzīmē situāciju, kad horizontālajam vēja ātrumam ir maksimums pa vertikāli zemākajos atmosfēras slāņos. Tas ir pretstatā tam, ko varētu nosaukt par “normālu” atmosfēras stāvokli, proti, kad vēja ātrums ir vislēnākais pie Zemes virsmas un monotoni pieaug augstākajos slāņos, kā tas tiek pieņemts logaritmiskajā vēja profilā (salīdzināt ar izteiksmi (2.7)). Vārds “zemo līmeņu” tiek lietots lai atšķirtu šo parādību no strūklas plūsmas (*jet stream*), kas atrodas aptuveni 10 km augstumā.

Šāda definīcija attiecas uz noteiktu atmosfēras stāvokli un neietver sevī papildus informāciju par mehānismu, kas šo stāvokli varētu būt radījis, jo eksistē vairāki, principiāli atšķirīgi cēloņi. Jautājumā par to, cik īsti augstu ZLS drīkst atrasties, dažādi literatūras avoti atšķiras. Daži autori definē, ka ZLS var atrasties tikai augstumā starp 100 m un 1 km (Tuononen, Sinclair and Vihma 2015), daži autori definē to iespējamo atrašanās vietu plašāk – atmosfēras apakšējos kilometros (Stensrud 1994). Literatūrā ir uzsvērtā saistība starp zemo līmeņu strūklām un konvektīvajām sistēmām (spēcīgiem vasaras nokrišņiem) (Stensrud 1994). ZLS var eksistēt gan virs sauszemes, gan pāri ūdeņiem. Tā kā tipiski virs jūrām un okeāniem ir mazāk novērojumu, otrajā gadījumā tās ir sliktāk izpētītas (Nunalee and Basu 2013).

Zemo līmeņu strūklu klimatiskie pētījumi parasti tiek veikti izmantojot dažādas reanalīzes. ERA-Interim reanalīze ir tikusi izmantota lai pētītu piekrastes zema līmeņa strūklas (Ranjha, et al. 2013) (skatīt nodaļu 3.4), tāpat veikti atsevišķi pētījumi arktiskajām teritorijām (Tuononen, Sinclair and Vihma 2015), kā arī Baltijas jūrā (Svensson, et al. 2016).

3.4 Piekrastes zema līmeņa strūklas

Viens no mehānismiem, kas rada zemo līmeņu strūklas, ir saistīts ar termālā vēja sakarību. Saules starojums var viegli radīt temperatūras atšķirības pie Zemes virsmas, ja Zemes virsmas īpašības lēcienveidā mainās, kā tas ir pie krasta līnijām vai arī reģionos ar dažādu zemes lietojumu. Temperatūras telpiskais gradients rada ģeostrofiskā vēja ātruma izmaiņas pa vertikāli, saskaņā ar termālā vēja sakarību (2.18), (2.19).



3.3. attēls. Shēma piekrastes zemo līmeņu plūsmas izskaidrojumam. Pa kreisi ir jūra, pa labi – sauszeme. Dienas laikā virs sauszemes gaiss sasilst vairāk nekā virs jūras radot temperatūras atšķirības ΔT . Vektori v_1, v_2 ir vērsti virzienā uz skatītāju. Sīkāku aprakstu skatīt tekstā.

Lai izskaidrotu, kāpēc veidojas vēja ātruma maksimums, papildus jāņem vērā tas, ka slānī pie Zemes virsmas vēja ātrums samazinās atbilstoši logaritmiskajam profilam (2.20), taču tas nav attēlots šajā skicē, lai saglabātu attēla lasāmību.

Vienkāršota shēma ir redzama 3.3. att. (adaptēta no 3. attēla rakstā (Burk and Thompson 1996)). Pa kreisi atrodas jūra un virs tās gaiss ir aukstāks (zilā krāsā) nekā virs sauszemes (sarkanā) jeb, citiem vārdiem, eksistē horizontāla temperatūras atšķirība ΔT . Augstākos slāņos temperatūras atšķirība nav tik izteikta. Pieņemsim, ka šajā augšējā slānī (bez temperatūras atšķirības) eksistē kaut kāda ģeostrofiskā vēja komponente, kas ir paralēla krastam (v_1). Pieņemsim, ka tā ir negatīva, kas 3.3. att. nozīmē, ka tā ir vērsta pret skatītāju. Jautājums, kas mūs interesē, ir: “Ko termālā vēja izteiksme pasaka par ģeostrofiskā vēja krastam paralēlās komponentes vērtību zemākajos slāņos (v_2)?”, jeb citiem vārdiem sakot, “zinot temperatūras atšķirības ΔT , ko ir iespējams pateikt par Δv ?” Tā kā z ass ir vērsta vertikāli augšup, tad $\Delta v = v_1 - v_2$. Ģeostrofiskā vēja sakarība (2.18) apgalvo, ka gadījumā, ja $\frac{\Delta T}{\Delta x} > 0$, tad arī $\frac{\Delta v}{\Delta z} > 0$, kas nozīmē, ka $\Delta v > 0$, līdz ar to $v_1 > v_2$. Atceroties, ka sākotnēji definējam v_1 kā negatīvu, tātad v_2 arī ir jābūt negatīvai un pēc moduļa lielākai par v_1 , tas ir, $|v_2| > |v_1|$. Līdz ar to, saskaņā ar termālā vēja sakarību, ģeostrofiskā vēja komponentei, kas paralēla krastam, apskatītajā situācijā ir jāpalielinās (pēc moduļa) tuvāk Zemes virsmai.

Tā kā pavisam tuvu Zemes virsmai vēja ātruma modulis atkal samazinās saskaņā ar logaritmisko profilu (2.20), tad vēja ātruma moduli $\sqrt{u^2 + v^2}$ ir maksimums netālu no Zemes virsmas. Šāda situācija atbilst zemo līmeņu strūklas definīcijai.

Šis konceptuālais modelis ir veiksmīgi pielietots reālās situācijās, piemēram, (Muñoz and Garreaud 2005) un šo parādību sauc par piekrastes zemo līmeņu strūklu (PZLS, *coastal low-level jet*, CLLJ). PZLS ir novērotas daudzviet pasaulē. Vislabāk pētītā ir pie Kalifornijas krastiem, taču tās identificētas arī Dienvidamerikā pie Čīles, Āfrikā Atlantijas okeāna piekrastē un pie Spānijas (Ranjha, et al. 2013).

Šī mehānisma rezultātā zemo līmeņu strūkļa var veidoties ne tikai piekrastēs, bet arī citur, kur lēcienveidā mainās zemes virsmas īpašības, piemēram, vietās, kur beidzas tuksnesis un sākas augsne Sahāras tuksneša dienvidos (Y.-L. Lin 2007, 435. lpp).

Lai arī PZLS rodas temperatūras atšķirību dēļ, kas ir tiešs rezultāts Saules spīdēšanai, tās var pastāvēt arī naktī (Muñoz and Garreaud 2005). Tas ir saistīts arī ar apvellinga (*upwelling*) parādībām, kad vēja ātrums, kas paralēls krastam noved pie zemāko un aukstāko jūras vai okeāna ūdens slāņu pacelšanās virspusē, kas savukārt pastiprina temperatūras atšķirības (Ranjha, et al. 2013).

Līdzīgi kā brīzes pētījumos var uzdot jautājumu, kā PZLS ietekmē lielāka mēroga sinoptiskā situācija. Vienā no Kalifornijas PZLS pētījumiem tika apskatīts jautājums par to, kādos sinoptiskos apstākļos veidojas PZLS jeb tās atkarība no fona vēja, idealizētās situācijās uzdodot konkrētus vēja virzienus (Cui, Tjernström and Grisogono 1998). Kalifornijā krasts ir orientēts ziemeļrietumu-dienvidaustrumu (NW-SE) virzienā un uzdodot fona plūsmu virzienos no ziemeļrietumiem, ziemeļiem, ziemeļaustrumiem, vai austrumiem (NW, N, NE un E), tās rezultātā rodas paralēli krastam orientētā plūsma no ziemeļrietumiem (NW). Jāpiebilst, ka atšķirībā no Latvijas Kalifornijā piekrastes tuvumā atrodas Sierra Madre un Sierra Nevada kalnu grēdas, kas ir attiecīgi 600 m un 2000 m augstas.

No literatūras zināms, ka PZLS plūsmā vēja ātruma telpiskais sadalījums ir atkarīgs no krasta līnijas formas, proti, vējš paātrinās aiz ragiem (Burk and Thompson 1996). Šī parādība tiek skaidrota ar hidrauliskajiem efektiem.

3.5 Zemo līmeņu strūklas Baltijas jūrā

Vēsturiski viens no pirmajiem izskaidrojumiem ZLS bija tā saucamais inerciālās oscilācijas mehānisms, kas apskata spēku balansa izmaiņas diennakts laikā planetārajā robežslānī. Planetārajā robežslānī, kā jau minēts agrāk, nav iespējams neņemt vērā efektus, kas saistīti ar turbulenci, tāpēc vēja ātrumu nosaka nevis balanss starp spiediena gradientu un Koriolisa spēku, bet gan balanss starp abiem šiem spēkiem un ar turbulenci saistīto berzes spēku, ko dažkārt sauc par anti-triptisko (*anti-triptic*) spēku balansu (Markowski and Richardson 2011, 81. lpp).

Planetārā robežslāņa īpašības diennakts laikā mainās, jo turbulenci rada Saules starojums, kas sasilda Zemes virsmu. Nakts laikā starojuma nav, augsnes augšējo slāņu temperatūra strauji nokrītas, līdz ar to arī turbulences intensitāte samazinās. Var teikt, ka dienas laikā planetārā robežslāņa struktūra ir tāda, ka berze, kas ir saistīta ar Zemes virsmu (*surface layer*) tiek pacelta uz augšējiem slāņiem. Naktī,

samazinoties turbulencei, augšējie planetārā robežslāņa līmeņi tiek atsaistīti no šīs berzes (*frictional decoupling*), līdz ar to no anti-triptiskā balansa pazūd berzes loceklis, no kā seko, ka abi pārējie spēki vairs nav līdzsvarā. Parādās papildus aģeostrofiskas komponentes, kas rotē horizontālajā plaknē, un tādēļ šī parādība tiek saukta par inerciālo oscilāciju. Rotācijas periods ir $\frac{12h}{\sin(\phi)} = 14.5h$ Latvijas platuma grādos. Summējot aģeostrofiskās komponentes kopā ar “fona” vēju, kopējais vēja ātrums kļūst superģeostrofisks (lielāks par ģeostrofisko) dažas stundas pēc turbulences samazināšanās (Markowski and Richardson 2011, 107. lpp). Dažkārt šo parādību sauc arī par zemo līmeņu vēja ātruma maksimumu (*low-level wind speed maximum*) (Markowski and Richardson 2011, 105. lpp).

Šis mehānisms ir ticis plaši izmantots, lai izskaidrotu zemo līmeņu strūklas virs sauszemes masīviem, piemēram, Lielajiem līdzenumiem ASV un ir zināms jau no 20. gs. vidus (Y.-L. Lin 2007, 435. lpp)

Viena no augstāk aprakstītā mehānisma sastāvdaļām bija piezemes gaisa temperatūras samazināšanās, kas izsauca turbulences intensitātes samazināšanos. Saules starojuma izmaiņas nav vienīgais cēlonis, kas to var izsaukt. Baltijas jūras kontekstā tipiski tiek izmantots šis parādības telpiskais analogs. Baltijas jūru no visām pusēm ieskauj sauszemes masas un pavasaros tipiska ir situācija, kad gaiss virs sauszemes sasilst stipri vairāk kā virs jūras. Ja šādā situācijā notiek siltā gaisa advekcija (horizontālais transports) no sauszemes pāri jūrai, var uzskatīt, ka notiek tā pati augstāko robežslāņa līmeņu atsaiste (*frictional decoupling*) no virsmas, un rodas zemo līmeņu strūkla. Šī mehānisma rezultātā radusies zemo līmeņu strūkla tiek uzskatīta par bieži sastopamu Baltijas jūras tuvumā. Daži novērtējumi apgalvo, ka tā ir sastopama 50% no laika pavasara periodā (Smedman, Tjernström and Högström 1993).

3.6 Piekrastes strūklas

Pirms sākt jēdziena “piekrastes strūklas” (*coastal jets, CJ*) apskatu, jāatzīmē, ka tas ir radikāli atšķirīgs no iepriekšējās nodaļās apskatītajām parādībām, par spīti faktam, ka dažkārt literatūrā nosaukums “piekrastes zema līmeņa strūklas” tiek saīsināts par “piekrastes strūklām”. Šim konceptuālajam modelim arī ir daudz nesenāka vēsture, un ir iespējams identificēt vienu rakstu, kas to pēc būtības izveido. Tas ir 2004. gada raksts “Coriolis effects in mesoscale flows with sharp changes in surface conditions” (Hunt, et al. 2004), kura galvenie secinājumi aprakstīti zemāk.

Šī konceptuālā modeļa apraksts sākas ar to, ka tiek definēts, ka šķidrums (gāze) sastāv no diviem slāņiem ar dažādiem blīvumiem, turklāt slānis ar mazāko blīvumu atrodas virs slāņa ar lielāko blīvumu. Šādi var raksturot situāciju atmosfērā, kad novērojama temperatūras inversija.

Pieņemsim, ka šādi strukturēta plūsma ir homogēna, to raksturo vēja ātrums u , kurš ir vērsts kādā noteiktā virzienā. Ja šādi strukturēta plūsma savā ceļā sastop zonu,

kurā ir lēcienveidā palielinās virsmas raupjuma koeficients vai arī virsmas reljefs tiek paaugstināts, un šīs zonas mala ir taisne, kas atrodas patvaļīgā leņķī pret plūsmas orientāciju, tad var parādīt, ka plūsmā zemākajā (blīvākajā) slānī parādīsies papildu komponente (strūkļa), kas būs orientēta paralēli virsmas raupjuma izmaiņas līnijai.

Augstāk aprakstīto modeli var uzskatīt par tuvinājumu situācijai, kad atmosfēras plūsma ar temperatūras inversiju un ātrumu u šķērso krasta līniju (virsmas raupjuma lēcienveida izmaiņu) kādā noteiktā leņķī pret to. Šeit strūkļa tiek definēta kā papildus horizontālā vēja komponente, integrēta pa visu zemākā (blīvākā) slāņa augstumu. Strūklas ātrums ir vislielākais tieši pie krasta līnijas un eksponenciāli samazinās attālinoties no tā. Strūklas izveide ir saistīta arī ar inversijas augstuma palielināšanos.

Ja tiek izmantots tuvinājums, kurā uz virsmas izmainās tikai virsmas raupjuma koeficients, tad strūkļa veidojas abos gadījumos, neatkarīgi no tā vai plūsma ir orientēta tādā virzienā, ka krasts ir pa labi vai pa kreisi, skatoties vēja pūšanas virzienā. Ja tiek ņemts vērā reljefs, tad strūkļa veidojas tikai gadījumā, kad krasts ir pa labi.

Šī parādības apstiprinājums novērots arī eksperimentālajos modeļos, kas izmanto šķidrums plūsmu virs rotējošiem diskiem (Orr, et al. 2005).

3.7 Līdzšinējie pētījumi Latvijā

Latvijā līdzšinējie vēja režīma pētījumi galvenokārt ir saistīti ar okeanogrāfiju, piemēram, ūdens apmaiņas starp Rīgas jūras līci un Baltijas jūras kontekstā (Bērziņš, Bethers and Seņņikovs 2001). Latvijā notikusi arī vēja ātrumu mērīšana augstākos līmeņos (20 m – 200 m) vēja enerģētikas vajadzībām (Bezrukovs, Bezrukovs un Lizuma 2014).

Latvijas Republikas iekšlietu ministrijas informatīvajā ziņojumā “Par Latvijas risku novērtēšanas kopsavilkumu” kā nozīmīgs risks aplūkots jūras piesārņojums, kura nopietnību palielina pieaugošā kuģu satiksmes intensitāte. Naftas produktu noplūdes piesārņojuma trajektoriju ietekmē vēja un straumju virziens. Latvijas rietumu piekrastē notiek ievērojama kuģu satiksme un katru gadu jūrā un ostās tiek konstatēti aptuveni 150 piesārņojuma gadījumu, taču lielākoties piesārņojuma apjoms nepārsniedz dažus kilogramus (Iekšlietu Ministrija 2016).

4 DATI, MODEĻI UN METODIKA

4.1 Weather Research and Forecast (WRF) modelis

Lai arī laika apstākļu modelēšana ir cieši saistīta ar plašāku šķidrums modelēšanas jomu (*computational fluid dynamics*) un laika apstākļu modelēšanas programmatūras lietošanas prakse ir salīdzināma ar, piemēram, OpenFOAM lietošanu, eksistē vairākas īpatnības, kas raksturīgas tieši atmosfēras modelēšanai. Tās galvenokārt izriet no fakta, ka reālās meteoroloģiskās situācijas ir piesaistītas, pirmkārt, kādam noteiktam ģeogrāfiskajam apgabalam ar savu topogrāfiju un zemes lietojumu, otrkārt, kādam noteiktam laikam momentam ar specifiskiem sinoptiskajiem apstākļiem. Fizikāli tas nozīmē, ka ir nepieciešami attiecīgi sākumnosacījumi un laikā mainīgi, reālistiski robežnosacījumi. Robežnosacījumus un sākumnosacījumus ierobežota apgabala aprēķiniem tipiski ņem no globālajiem aprēķiniem, un gadījumā, ja aprēķini attiecas uz jau notikušu laika periodu, tad tipiskais datu avots ir reanalīzes. Šajā pētījumā kā robežnosacījumu un sākumnosacījumu avots tika izmantota ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) ERA-Interim reanalīze (Dee, et al. 2011), kas tika papildināta ar "RTG High Res" jūras virsmas temperatūras (*Sea Surface Temperature*) datu kopu no NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) (Gemmill, Katz and Li 2007). Tās izšķirtspēja ir 1/12 daļa no grāda.

WRF (Weather Research and Forecast) modelis (Skamarock, et al. 2008) ir viens no plašāk lietotajiem skaitliskajiem modeļiem atmosfēras fizikā, iespējams, pateicoties faktam, ka tā kods ir pilnībā atvērts un tā lietošanai netiek uzlikti nekādi finansiāli vai legāli priekšnoteikumi. WRF parasti tiek lietots kopā ar datu preprocesēšanas sistēmu (WRF Preprocessing System, WPS). Sākotnējos pētījumos tika izmantota WRF modeļa 3.5.1 versija, vēlāk - 3.6.1. versija, ievērojamas atšķirības starp versijām netika novērotas.

WRF izmantoti vienādojumi saspiežamai gāzei ne-hidrostatiskajā tuvinājumā. Dažiem mainīgajiem vienādojumi tiek rakstīti perturbācijām pret bāzes stāvokli. Izmantotie mainīgie ir horizontālā vēja ātruma komponentes u , v , vertikālā ātruma komponente w , un perturbāciju potenciālā temperatūra, ģeopotenciāls, un atmosfēras spiediens pie Zemes virsmas, kā arī ūdens tvaika koncentrācija.

Vertikālā koordināte ir spiediens, taču normēts pret spiedienu uz Zemes virsmas. Šādu vertikālo koordinātu tipu sauc par reljefam sekojošo koordināti (*terrain-following coordinate*). Līdzīgi kā kartogrāfijā, lai ņemtu vērā faktu, ka Zeme ir apaļa, gan arī ņemot vērā, ka aprēķinus ērtāk ir veikt Dekarta koordinātu sistēmā, tiek izmantotas projekcijas. Šajā pētījumā izmantota Lamberta konformālā projekcija, kas pieejama WRF uzstādījumos.

Šajā pētījumā izmantotas parametrizācijas shēmas (Tabula 2), kas bieži izmantotas līdzīgos pētījumos (Steele, et al. 2015).

Tabula 2. Izmantotās parametrizācijas shēmas.

Parametrizācija	Izmantotā parametrizācijas shēma	Atsauce
Kondensācijas procesi mākoņos	WRF Single moment (WSM-5)	(Hong, Dudhia and Chen, 2004)
Konvekcija	Kein-Fritsch	(Kein 2004)
Īsviļņu starojums	Dudhia	(Dudhia 1989)
Garu viļņu starojums	RRTM	(Mlawer, et al. 1997)
Planetārā robežslāņa (PBL)	Yonsei University Scheme (YSU)	(Hong, Noh and Dudhia, 2006)

Ņemot vērā planetārā robežslāņa (*Planetary Boundary Layer*, PBL) parametrizācijas potenciālo nozīmīgumu tika veikti testi arī izmantojot MYNN⁶-2.5 parametrizāciju (Nakanishi and Niino 2006). Rezultāti bija kvalitatīvi līdzīgi, taču atšķirās kvantitatīvi.

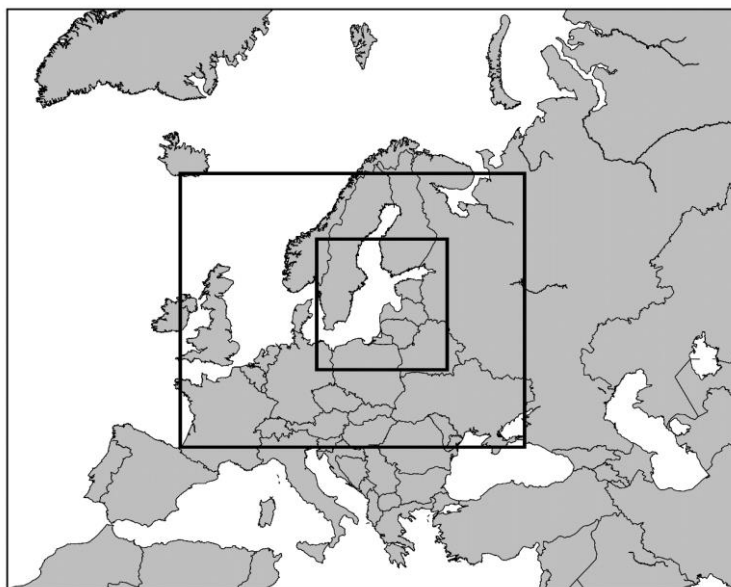
Aprēķinu apgabals attēlots 4.1. att., un tiek izmantota režģa sasmalcināšana iekšējos apgabalos (*nesting*). Ārējā aprēķinu apgabalā izmantota 27 km horizontālā izšķirtspēja, taču tajā ievietots aprēķinu apgabals ar trīsreiz lielāku izšķirtspēju – 9 km, kurā savukārt ievietots aprēķinu apgabals ar 3 km izšķirtspēju. 3 km izšķirtspēju var uzskatīt par *de-facto* standartu šobrīd pieejamo datorjaudu kontekstā un tā ir plaši lietota līdzīgos pētījumos (Steele, et al. 2015), tāpat kā 1:3 izšķirtspēju attiecību starp iekšējiem un ārējiem aprēķinu apgabaliem, sk. piemēram, (Steele, et al. 2015), (Nunalee and Basu 2013). Pa vertikāli aprēķinu apgabals sadalīts 91 līmeņos.

Zināms, ka tā kā aprēķinu rezultāti sākumā reflektē zemākas izšķirtspējas sākumnosacījumus, tad aprēķinu rezultāti pirmās sešas (vai divpadsmit) stundas pēc to uzsākšanas būtu uzskatāmi par neizmantojamiem – tā ir modeļa “ieskriešanās” vai “spin-up”.

WRF modelī ir iespējams izvēlēties – vai visos aprēķinu apgabalos aprēķini tiek uzsākti vienā laikā, par sākuma nosacījumiem izmantojot vienus un tos pašus zemās izšķirtspējas (šajā gadījumā ERA-Interim izšķirtspēja ir ~80 km) sākumnosacījumu datus, vai arī iekšējos apgabalos aprēķini tiek sākti vēlāk, proti inicializēti ar jau augstākas izšķirtspējas ārējā apgabala rezultātiem, piemēram, sešas stundas pēc ārējā apgabala aprēķinu uzsākšanas. Šī pētījuma laikā tika izmēģinātas abas pieejas, galvenokārt tāpēc, ka sākotnēji tika plānots aprēķinus papildināt ar ceturto aprēķinu apgabalu, kura izšķirtspēja būtu 1 km. Atklājās, ka aprēķinus ar šādu izšķirtspēju ir iespējams veikt tikai ja tiek izmantota pakāpeniskās inicializācijas stratēģija. 1 km izšķirtspējas aprēķinu rezultāti neizrādījās labāki par 3 km aprēķiniem, iespējams tāpēc, ka tehnisko ierobežojumu dēļ (visticamākais – operatīvās atmiņas) nācās samazināt vertikālo izšķirtspēju uz 61 līmeni. Pēc vairākiem mēģinājumiem četrus apgabalus pieeja tika atmesta.

⁶ Šeit parametrizācijas shēmas nosaukums “MYNN” sastāv no tās izveidotāju uzvārdu pirmajiem burtiem: Mellor, Yamada, Nakashi un Niino.

Izmantojot 3 modeļaprēķina apgabalus tika salīdzināti rezultāti izmantojot gan pakāpeniskās inicializācijas pieeju, gan inicializējot visus apgabalus reizē. Pakāpeniskā inicializācija nozīmē, ka piemēram pirmajā gadījuma analizē ārējais apgabals tika inicializēts 2013. gada 2. maija 06:00 UTC⁷, vidējais – 12:00 UTC, bet iekšējais – 18:00 UTC. Inicializējot visus apgabalus reizē tas tika darīts 2013. gada 2. maija 18:00 UTC. Kopumā abas inicializācijas pieejas deva līdzīgus rezultātus. Turpmākajās nodaļās tiks izmantoti rezultāti, kas iegūti izmantojot vienlaicīgās inicializācijas pieeju.

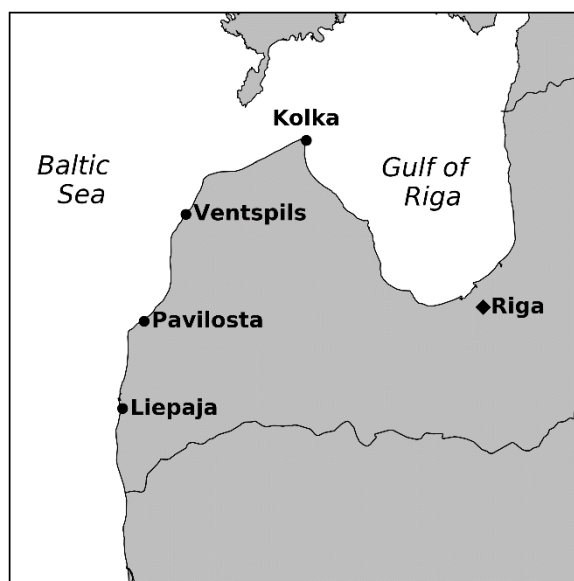


4.1. attēls. WRF aprēķinos izmantotais apgabals (viss attēls) un iekšējie apgabali (malas norādītas ar melnām līnijām), kuros izmantota režģa sasmalcināšana (nesting).

WRF modelis ir paredzēts darbināšanai LINUX vidē un tika instalēts uz LU Fizikas Nodaļas lieljaudas klāstera. WRF rezultāts ir netCDF (.nc) tipa datu fails. Datu failu apstrādei un rezultātu vizualizācijai tika izveidots Matlab, vēlāk arī Python kods.

⁷ UTC – Universal coordinated time. Meteoroloģijā izmantotā laika zona. Ziemas laiks Latvijā ir UTC+2h, vasaras laiks UTC+3h. Šeit un turpmāk darbā “vietējais laiks” apzīmē Latvijas vasaras laiku.

4.2 Novērojumu stacijas



4.2. attēls. LVĢMC novērojumu staciju atrašanās vietas Kurzemes Baltijas jūras piekrastē.

Ar meteoroloģisko novērojumu veikšanu un datu uzglabāšanu nodarbojas īpaši dienesti. Latvijā tas ir Latvijas Vides Ģeoloģijas un Meteoroloģijas Centrs (LVĢMC).

Novērojumu stacijas reģistrē meteoroloģisko parametru laika sērijas noteiktā punktā. Vēsturiski novērojumus veica cilvēki, taču 21. gs. pirmajā dekādē Latvijā tika uzstādītas automātiskās novērojumu stacijas. Automātiskās novērojumu stacijas veic mērījumus praktiski nepārtraukti, ar aptuveni vienas minūtes izšķirtspēju, taču apjoma dēļ dati tiek apstrādāti un saglabāti datubāzēs ar vienas stundas intervālu. Tā kā LU Vides un tehnoloģisko procesu matemātiskās modelēšanas laboratorijā (VTPMML) tiek nodrošināta operacionālo novērojumu sistēmas "FiMAR" uzturēšana, tad šajā darbā izmantoti arī dati, kuru izšķirtspēja laikā ir tuva 1 minūtei.

Meteoroloģisko parametru mērīšanas metodoloģiju nosaka Pasaules Meteoroloģijas Organizācija (World Meteorological Organization, WMO). Vēja ātruma gadījumā ir nepieciešams pievērst īpaši uzmanību jēdziena „vēja ātrums” un „vēja brāzmas” definīcijai, jo vēja ātruma laika sērijas minūšu skalā satur arī informāciju par turbulenci. Piemēram, vēja ātrums 14:00 ir vidējais no reģistrētajiem mērījumiem desmit minūšu intervālā starp 13:50 un 14:00.

Latvijā LVĢMC veic novērojumus aptuveni 25 stacijās. Piekrastē atrodas astoņas: Liepāja, Pāvilosta, Ventspils, Kolka, Mērsrags, Daugavgrīva, Skulte, Ainaži. Attālums starp stacijām var pārsniegt 50 km. LVĢMC staciju atrašanās vietas Kurzemes Baltijas jūras piekrastē redzamas 4.2. att.

Vēja ātruma mērīšanā tipiska problēma ir staciju novietojums un objekti to tuvākajā apkārtnē, jo tie var nozīmīgi ietekmēt nomērīto vēja ātrumu, piemēram, ja mērierīces atrodas ēku aizvējā (WMO 2001, 5.9.1. nodaļa). Virs jūras vēja ātrums ir

ievērojami lielāks kā virs sauszemes, tāpēc meteoroloģiskās stacijas attālums no krasta līnijas un tās tuvumā esošie objekti (ēkas, mežs) var būt izšķiroši novērojumu interpretācijā.

4.3 Vēja mērījumi no satelīta

Viļņu rašanās uz jūras virsmas ir komplicēts process, taču viļņi ar noteiktiem garumiem, kuru atgriezējspēks ir kombinācija no gravitācijas un virsmas spraiguma (gravitācijas – kapilārie viļņi) var tikt saistīti tieši ar vēja ātrumu (Wells 2012, 221. lpp.). No satelīta raidot mikroviļņu signālu ūdens virsmas virzienā, daļa no signāla tiks atstarota. Tas, cik daudz signāla tiks atstarots, ir atkarīgs no jūras virsmas raupjuma (*roughness*), ko savukārt iespaido jau pieminētie vēja radītie vilnīši. Tādējādi, nomērot signāla izkliedi, ir iespējams no satelīta noteikt vēja ātrumu un virzienu ūdens virsmas tuvumā. Tradicionāli ASCAT rezultāti atbilst vēja ātrumam 10 m augstumā.

ASCAT (Advanced-SCATterometer) ir mikroviļņu radari, kas atrodas uz EUMETSAT polāri orbietējošiem satelītiem METOP. Šobrīd darbojas divi šādi radari: ASCAT-A, kas atrodas uz satelīta METOP-A (palaists 2006. gadā) un ASCAT-B, kas atrodas uz METOP-B tika palaists 2012. gadā.

Skaterometru priekšrocība ir tā, ka tie var sniegt vēja ātruma un virziena datus jūrā tālu no sauszemes, kur mērījumi tiešā veidā (ar anemometriem kā uz sauszemes) tiek veikti reti. ASCAT vēja datu telpiskā izšķirtspēja ir relatīvi augsta, 12.5 vai 25 km (Verhoef and Stoffelen 2013).

ASCAT datu sekmīgai pielietošanai ir vairāki ierobežojumi. Pirmkārt, to telpiskais un laika pārklājums ir heterogēns un atkarīgs no satelīta trajektorijas. ASCAT datus iegūst divās slejās (katra 550 km platumā) starp kurām ir 670 km sprauga. Šāds telpiskais pārklājums nodrošina aptuveni vienu mērījumu dienā katram punktam. Latviju šie satelīti tipiski pārlido divreiz dienā - no 8:00 līdz 11:00 UTC (11:00 un 14:00 pēc Latvijas vasaras laika) un no 17:00 līdz 20:00 UTC (20:00 un 23:00 pēc Latvijas vasaras laika).

Otrkārt, ņemot vērā, ka šī ir attālinātā mērījumu metode, ir jāapskata jautājums par datu precizitāti. Lai arī ASCAT dati ir plaši validēti, salīdzinot tos ar citiem meteoroloģiskajiem novērojumiem, inversā uzdevuma atrisināšana (proti, kā izrēķināt vēja lauku, kas ir novedis pie signāla izkļedes konkrētajiem mērījumiem) sarežģītā meteoroloģiskā situācijā ir atklāts zinātnisks jautājums. Proti, var izveidoties situācija, kad ir atrisinājumu nenoteiktība (*ambiguity*) un vienam un tam pašam mērījumam atbilst vairāki (2-4) vēja lauki. Eksistē statistiskas metodes kā risināt šo problēmu (Lin, et al. 2013).

Teorētiski būtu jāņem vērā fakts, ka ASCAT satelīts nenomēra visu pētījuma apgabalu precīzi vienā un tajā pašā brīdī, bet gan pārvietojas pār to. Praksē šī atšķirība ir dažu minūšu robežās, kas, salīdzinot ar tipisko laika periodu, kurā tiek saglabāti

modeļrezultāti (viena stunda) ļauj novērtēt satelīta kustības dēļ ieviesto kļūdu kā neievērojami mazu. ASCAT dati tiek saglabāti un ir pieejami speciālos failos (netCDF, .nc failu tips), kuri citu parametru starpā satur arī informāciju par precīzu mērījuma izdarīšanas laiku.

4.4 Vertikālo atmosfēras šķēlumu izgatavošana

WRF modeļrezultāti tiek saglabāti kā trīsdimensionāli mainīgo masīvi. Pētījuma veikšanas gaitā izrādījās, ka labākai datu analīzei ir nepieciešams pētīt vēja un citu parametru sadalījumus ne tikai kādos augstumos virs zemes virsmas vai jūras līmeņa, bet arī konkrētās (x, z) koordinātu plaknēs, kas novietotas perpendikulāri krasta līnijai. Pētījuma laikā tika izveidots kods šādu attēlu izveidošanai.

WRF rezultātiem ir vairākas īpatnības, kas noved pie nepieciešamības pēc papildu pēcapstrādes. Pirmkārt, WRF kā vertikālo koordināti izmanto spiedienu, kas normēts pret spiedienu uz Zemes virsmas un modeļrezultāti ir pieejami šajā koordinātē. Otrkārt, modeļrezultātos vēja horizontālās komponentes (u, v) ir definētas attiecībā pret konkrētajā aprēķinā izmantoto kartogrāfisko projekciju. WRF gan kā papildus mainīgo piedāvā leņķus, kas definē transformāciju uz ar zemeslodi saistītajām koordinātu sistēmām, kurās horizontālais ātrums tiek definēts attiecībā pret ziemeļu-dienvidu un rietumu-austrumu virzieniem. Konkrētajā gadījumā gan sākotnējā WRF aprēķinu apgabala novietojuma dēļ šī atšķirība bija neliela.

Vertikālo šķēlumu izgatavošanai tika izmantots šāds algoritms:

1. Programmas lietotājs uzdod ģeogrāfiskā platuma un garuma vērtības diviem punktiem. Šķēlums tiks veidots taisnā līnijā starp šiem diviem punktiem.
2. Tiek aprēķinātas modeļa līmeņiem atbilstošās z koordinātes vērtības katrā telpas punktā katrā laika solī.
3. Katrā telpas punktā tiek veikta mainīgo u, v, p, θ viendimensionāla interpolācija pa vertikālo asi no modeļa līmeņiem uz z koordināti, kas definēta attiecībā pret jūras līmeni.
4. Tālākie aprēķini tiek veikti izmantojot python Basemap bibliotēkā piedāvāto iespēju uzdot savu lokālo (attēla) koordinātu sistēmu, kas saistīta ar konkrētu projekciju. Šajā gadījumā tika izmantota Lamberta konformālā projekcija.
5. Izmantojot python Basemap bibliotēkā pieejamos rīkus, tiek aprēķināts attālums starp uzdotajiem šķēluma galapunktiem un tiek izveidots masīvs ar šķēluma punktu koordinātēm lokālajā koordinātu sistēmā, uz kuriem tiks interpolēti mainīgie u, v, p, θ .

6. Tā kā WRF izmantotie režģa punkti ir regulāri tikai WRF definētajā koordinātu sistēmā (projekcijā), tad mainīgie tika interpolēti uz 5. punktā definētajiem punktiem izmantojot python "griddata" funkciju.
7. Šķēlums tika uzdots kaut kādā leņķī pret lokālo (attēla) koordinātu sistēmu. Tā kā mērķis ir noskaidrot kādas ir ātruma komponentes attiecībā pret šķēlumu, tad 6. punktā iegūtās u , v komponentes ir jāprojicē uz ar šķēlumu saistītu koordinātu sistēmu. Leņķi, kuru šķēlums veido ar lokālo koordinātu sistēmu iespējams atrast izmantojot faktu, ka Lamberta konformālās koordinātu sistēmas koordinātes x un y ir iespējams interpretēt kā ģeometrisko attālumu metros. Tādā gadījumā leņķis β , ko šķēlums veido ar koordinātu sistēmu aprēķināms kā:

$$\beta = \arctan\left(\frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}\right), \quad (4.1)$$

kur x_1, y_1 un x_2, y_2 ir šķēluma galapunktu koordinātas lokālajā koordinātu sistēmā. Tādā gadījumā vēja ātruma komponentes ar šķēlumu saistītajā koordinātu sistēmā u_{sk}, v_{sk} izsakās kā:

$$u_{sk} = u \cdot \cos(\beta) + v \cdot \sin(\beta), \quad (4.2)$$

$$v_{sk} = -u \cdot \sin(\beta) + v \cdot \cos(\beta). \quad (4.3)$$

8. Nepieciešamības gadījumā katrā šķēluma punktā tiek aprēķināta absolūtā temperatūra T izmantojot potenciālās temperatūras un spiediena vērtības (izteiksme (2.3)).

4.5 Ģeostrofiskā vēja aprēķināšana no WRF rezultātiem

Lai arī ģeostrofiskā vēja izteiksme ir labi zināma, tomēr tā aprēķināšana no WRF rezultātiem šajā gadījumā ir komplicēta. Tas ir saistīts ar faktu, ka WRF izšķirtspēja ir 3 km, bet ģeostrofiskā vēja izteiksme tiek definēta pie daudz lielākiem telpas mērogiem.

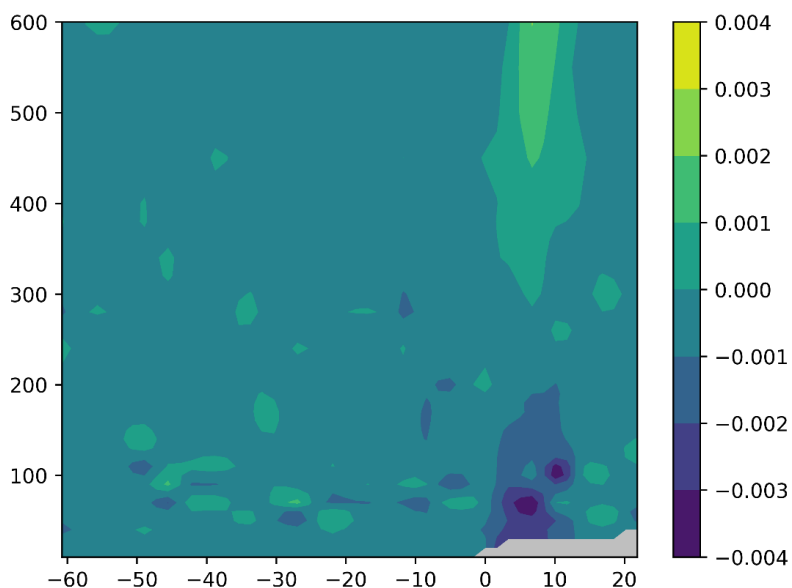
Ģeostrofisko vēju pētījumu gaitā izrādījās noderīgi rēķināt koordinātu sistēmā, kas saistīta ar vertikālajiem šķēlumiem (nodaļa 4.4). Ģeostrofiskā vēja komponenti, kas vērsta perpendikulāri šķēlumam (gar krastu) var aprēķināt kā (2.14):

$$v_g \approx \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (4.4)$$

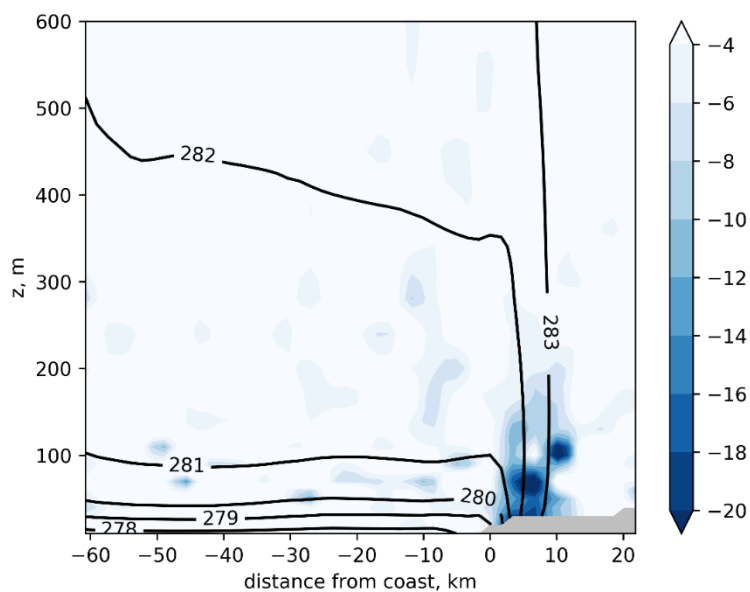
Blīvuma aprēķināšana ir vienkārša, izmantojot faktu, ka ir pieejamas gan spiediena, gan temperatūras vērtības, izmantojot izteiksmi (2.1). Spiediena diferencēšanai pēc horizontālās koordinātes tika izmantota *Python* bibliotēkas *Numpy* funkcija *gradient*, kas veic masīva skaitlisko atvasināšanu, izmantojot galīgās diferences (The Scipy community 2017). Šajā funkcijā tiek izmantotas otrās kārtas centrālās diferences visiem punktiem, kas neatrodas uz masīva robežām. Tā kā šķēlumu veidojošos punktus un to attālumus vienam no otra ir iespējams brīvi izvēlēties, tad loģiski ir izvēlēties punktus, kas atrodas vienādā attālumā viens no otra.

Uz robežām tika izmantotas pirmās kārtas galīgās vienaspusējās diferences. Tā kā galvenā interese ir saistīta ar rezultātiem, kas atrodas masīva vidū, tad var uzskatīt, ka tas neietekmēs rezultātu interpretāciju.

Taču šādi iegūtais spiediena gradients nav gluda funkcija, kas noved pie tā, ka arī ģeostrofiskais vējš ir ar nefizikālām iezīmēm (4.3, 4.4. att.) Tas ir likumsakarīgi, ņemot vērā to, ka ģeostrofiskais vējš ir idealizācija un parasti tiek apgalvots, ka ģeostrofiskā vēja sakarība izpildās daudz lielākos telpas mērogos. Lai iegūtu fizikāli labāk pamatotu rezultātu, tika nolemts veikt spiediena lauka gludināšanu. Spiediena gludināšana tika veikta katrā laika solī, pēc mainīgā interpolācijas uz konstantiem z līmeņiem, bet pirms šķēlumu izgatavošanas. Gludināšana tika izmantota vienkārša "moving average", kurā spiediena vērtība katrā režģa punktā tiek aizstāta ar vidējo vērtību no $n \times n$ režģa punktu vidējām vērtībām. Gludināšana tiek veikta horizontālajās dimensijās, katrā vertikālajā slānī atsevišķi.



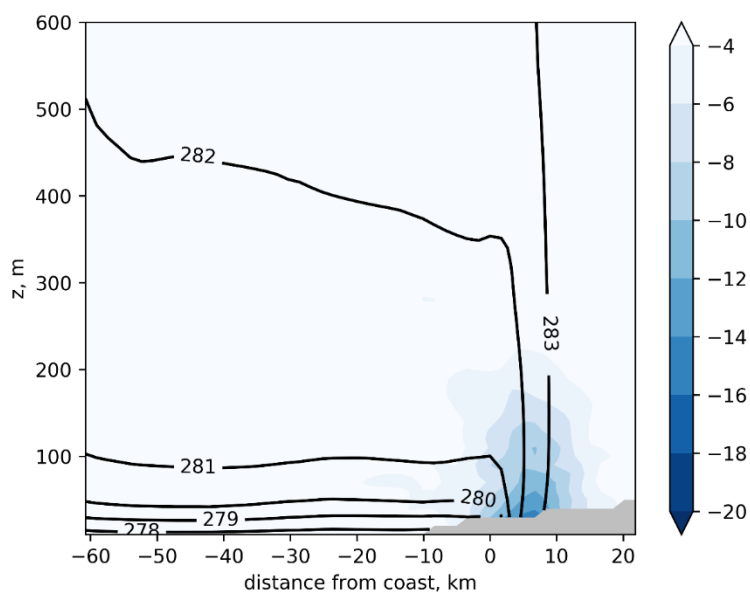
4.3. attēls. WRF modeļrezultāti. Spiediena gradienta $\frac{\partial p}{\partial x}$ piemērs x-z plaknē, attēlots ar krāsu, Pa/m. X ass parāda attālumu no krasta, kilometros. Negatīvas vērtības atrodas virs jūras. Y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Aprēķina parametru tādi paši kā 6.11. attēlā, tikai 14:00 pēc vietējā laika (11:00 UTC).



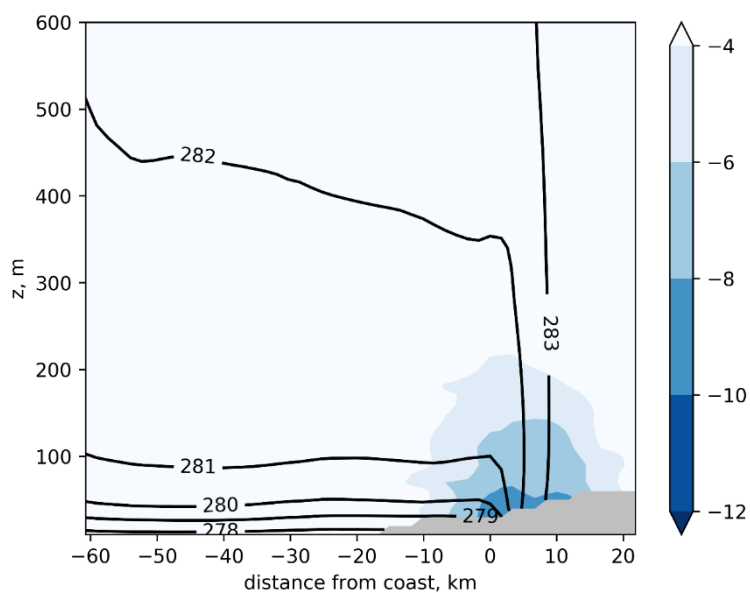
4.4. attēls. WRF modeļrezultāti. Ģeostrofiskā vēja komponente (perpendikulāri attēla plaknei, attēlotas ar krāsu, negatīvas vērtības vērstas pret skatītāju, m/s), kas atbilst 4.3. attēlā redzamajam spiediena gradientam. X ass parāda attālumu no krasta, kilometros. Negatīvas vērtības atrodas virs jūras. Y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Melnās līnijas ir potenciālās temperatūras izolīnijas, K.

To, cik režģa punkti tiek izvēlēti gludināšanai, var brīvi izvēlēties. No vienas puses, gludināšana ir jāveic pār gana lielu punktu skaitu, lai tā sasniegtu savu mērķi, no otras puses, pārāk liels punktu skaits var nevajadzīgi samazināt izšķirtspēju. Pārbaudot dažādu punktu skaitu (4.5. att. - 4.7. att.), tika secināts, ka 15x15 km

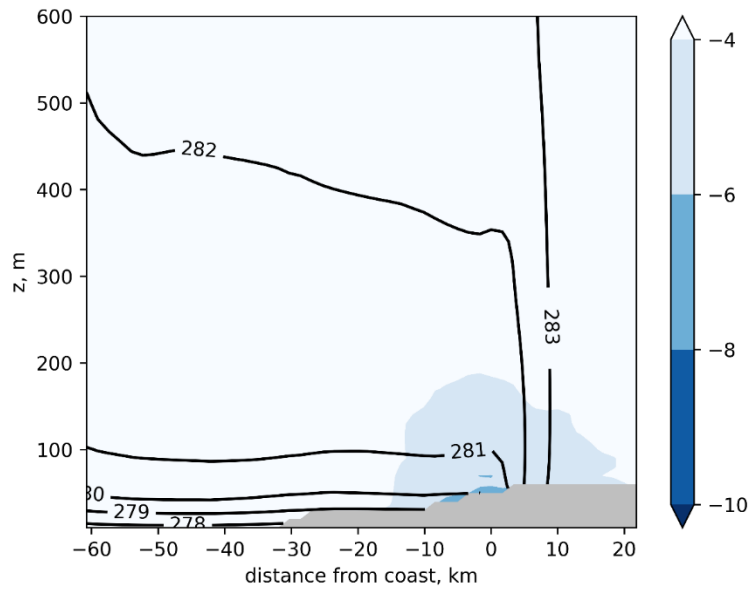
gludināšanas logs (5x5 režģa punkti, 4.6. att.) ir optimāls šim mērķim un tiks izmantots turpmākajos attēlos.



4.5. attēls. Ģeostrofiskā vēja komponente, attēlota ar krāsu, m/s, kas analoga 4.4 attēlā redzamajai, tikai veikta spiediena gludināšana izmantojot 3x3 režģa punktu (9x9 km) gludināšanas logu.



4.6. attēls. Ģeostrofiskā vēja komponente, attēlota ar krāsu, m/s, kas analoga 4.4 attēlā redzamajai, tikai veikta spiediena gludināšana izmantojot 5x5 režģa punktu (15x15 km) gludināšanas logu.



4.7. attēls. Ģeostrofiskais vējš analogs 4.4 attēlā redzamajam, attēlots ar krāsu, m/s, tikai veikta spiediena gludināšana izmantojot 9x9 režģa punktu (27x27 km) gludināšanas logu.

Jāpiebilst, ka gludināšanas procedūra nozīmē, ka pēc tās, vērtība punktā nav definēta, ja kādā no blakusesošajiem punktiem, kas tika izmantoti gludināšanas procedūrā, nav bijušas definētas vērtības. Šajā gadījumā tas ir svarīgi punktos, kas atrodas netālu no reljefa un tas nozīmē, ka zona, kurā nav pieejamas ģeostrofiskā vēja vērtības, nesakrīt ar pašu reljefu.

Tāpat salīdzinot (4.5. att. - 4.7. att.), redzams, ka gludināšanas procedūra samazina ģeostrofiskā vēja vērtības – jo lielāks gludināšanas logs, jo mazāka ģeostrofiskā vēja vērtība.

5 PIEKRASTES METEOROLOĢISKO STACIJU VĒJA REŽĪMS

5.1 Novērojumu datu analīze

Šajā apakšnodaļā (5.1) ievietoto attēlu datu sagatavošanā un apstrādē nozīmīgu ieguldījumu ir sniedzis Juris Senņikovs.

Šeit un turpmāk tekstā, ja augstums nav norādīts, tad informācija attiecas uz vēja ātrumu un virzienu 10 m augstumā. Lai varētu runāt par valdošo vēja virzienu, vispirms ir jādefinē telpiskais mērogs. Apskatot visu zemeslodi kā vienotu sistēmu, Latvija atrodas vidējos platumu grādos (*midlatitudes*), kur valdošais ir rietumu virziens (*prevailing westerlies* (Ahrens 1988, 321. lpp.)). Mazākā mērogā valdošo vēju Latvijas teritorijā ietekmē arī daļēji patstāvīgie (*semipermanent*) cikloni un anticikloni. Ziemā pie Islandes atrodas patstāvīgs ciklons (*Icelandic Low*), bet pie Azoru salām un virs Sibīrijas – patstāvīgi anticikloni (*Bermuda high, Siberian high*). Šī struktūra Latvijas tuvumā par valdošo padara dienvidrietumu vēju (Ahrens 1988, 323. lpp.), ko apstiprina arī novērojumu staciju dati - analizējot novērojumus, secināts, ka novērotās vēja rozes ir galvenokārt izotropiskas, taču gan Rīgas jūras līcī, gan Zviedrijā var novērot maksimumus dienvidrietumu vējam (Soomere and Keevallik 2001).

Pētījumi rāda, ka ģeostrofiskajam vēja sadalījumam no aprīļa līdz septembrim varētu būt novērojams otrs maksimums ziemeļaustrumu, austrumu virzienā. Individuālu staciju īpatnības parasti tiek skaidrotas vai nu ar faktu, ka virs jūras vēja ātrums ir lielāks kā virs krasta, līdz ar to stacijai, kas atrodas tuvu krasta līnijai vēja ātrumi no sauszemes puses būs mazāki (*screening effect*), kā arī ar šķēršļiem, kas atrodas tiešā novērojumu staciju tuvumā (Soomere and Keevallik 2001).

Iepriekšējos pētījumos ir tikušas analizētas vēja rozes (Soomere and Keevallik 2001) Igaunijas un Zviedrijas piekrastes stacijās. Vairākās Baltijas jūras piekrastes stacijās (gan Zviedrijā, gan Igaunijā) tika novērots sekundārais maksimums no ziemeļu virziena, kurš nav novērojams dziļāk iekšzemē. Autori saistīja šīs parādības ar robežslāņa īpašībām, un zemo līmeņu strūklām.

Šī pētījuma ietvaros tika analizēti LVĢMC meteoroloģisko novērojumu staciju dati no 1966. līdz 2015. gadam. Atbilstoši standarta praksei vējš tika sadalīts 16 rumbos, kur katram atbilst 22.5 grādu liels intervāls. Šādi sadalītus vēja virzienus tipiski apzīmē ar vārdiem “ziemeļvējš” (Z), “ziemeļ-ziemeļaustrumvējš” (ZZA), “ziemeļaustrumvējš” (ZA), utt. Piemēram, ZZA virzienam atbilst intervāls no 11.25 līdz 33.75 grādiem (saskaņā ar tradīciju 0 grādiem atbilst Z virziens un vērtības pieaug pulksteņrādītāja virzienā).

Meteoroloģisko novērojumu laika sērijas LVĢMC mājas lapā tiek piedāvātas ar pulksteņu laika vērtībām izteiktām vietējā laika zonā. Dati tika konvertēti uz Griničas

laiku (UTC). Tā kā attiecīgajā apskatītajā laika intervālā ir mainījies novērojumu veikšanas biežums (no novērojuma reizi 3 stundās uz novērojumu reizi stundā), tad lai nodrošinātu to, ka ikstundas dati (kuru ir trīs reizes vairāk nekā “reizi 3 stundās” datu tam pašam laika periodam) nedominē, tad tiem vēlāk tika piekārtoti svāra koeficienti, kas vienādi ar vienu trešdaļu no “reizi 3 stundās” datiem.

Diennakts tika sadalīta astoņos trīs stundas ilgos intervālos – 00:00 – 03:00 UTC, 03:00 – 06:00, utt. Katram no šiem laika intervāliem tika aprēķināts vēja virzienu varbūtības sadalījums P_d :

$$P_d = \frac{n_d}{\sum_{i=1}^n n_i}, \quad (5.1)$$

kur n_i – ir gadījumu skaits, kurā vējš ir pūtis no virziena ar kārtas numuru i .

Vēja virziena varbūtību sadalījums tika konstruēts katrai gada dienai, taču lai palielinātu rezultātu ticamību, tas tika konstruēts gadījumus n_i skaitot nevis tikai konkrētajai dienai, bet gan izmantojot 5 dienas pirms attiecīgās dienas un 5 dienas pēc attiecīgās dienas (kopā 11 dienas). Šī metodoloģija ir aizgūta no nobīdes korekcijas (*bias correction*) metodikas Reģionālajiem Klimata Modeļiem (*Regional Climate Models*) (Sennikovs and Bethers 2009).

Meteoroloģijā labi pazīstams ir vēja rožu koncepts – vēja virzienu sastopamības biežuma grafisks attēlojums polārajās koordinātēs. Tā kā šajā gadījumā nepieciešams reprezentēt arī diennakts ciklu, tad tika izvēlēta pieeja, kurā uz y ass ir atlikts diennakts laiks, bet sastopamības biežums attēlots ar krāsu (5.1.att.)

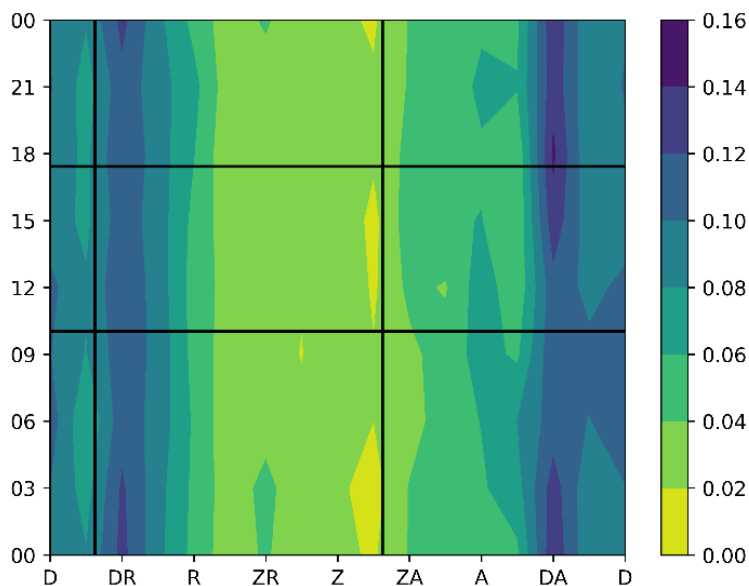
Apskatīsim vēja virziena sadalījumus divām piekrastes stacijām – Ventspilij un Liepājai.

Svarīgākais secinājums, ko iespējams izdarīt no 5.1. attēla, kurā redzams vēju sadalījums Ventspils novērojumu stacijā aukstajā gada periodā ir tas, ka, lai arī vējš biežāk ir novērojams no DR un DA virzieniem, šim sadalījumam nav diennakts cikla un abi šie virzieni ir vienlīdz varbūtīgi visos diennakts laikos.

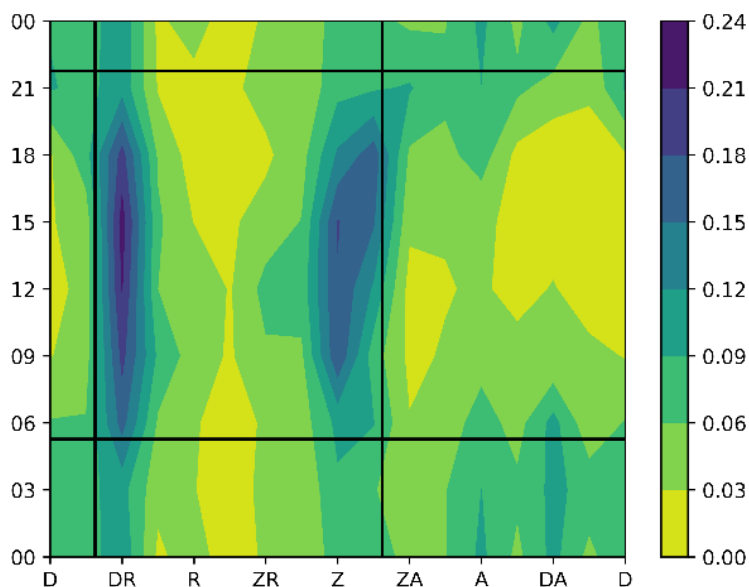
Aukstajā gada periodā līdzīgus secinājumus iespējams izdarīt par pārējām piekrastes stacijām. DA virziena maksimuma izskaidrojams būtu interesants temats turpmākajiem pētījumiem, it īpaši tāpēc, ka nozīmīgas D, DA komponentes vēja rozēs ziemā novērojamas arī iekšzemes stacijās, tāpēc tās nevar uzskatīt par tikai piekrastēm raksturīgām, kas liecina, ka tās varētu būt saistītas ar plašākiem sinoptiskās skalas procesiem.

Aplūkojot vēju sadalījumu Ventspils novērojumu stacijai 15. maijā (5.2. att.) jāsecina, ka vēju sastopamības maksimums DR virzienā ir saglabājies, palicis intensīvāks (vakaros DR vējš ir novērojams katru piekto dienu), taču atšķirībā no aukstās sezonas, pavasarī ir novērojams diennakts cikls, proti, pēcpusdienās un vakaros tas ir sastopams daudz biežāk kā nakts laikā. Atšķirībā no janvāra, pēcpusdienās ir novērojams maksimums arī no Z virziena, kas pēc intensitātes ir salīdzināms DR maksimumam. Tuvojoties naktij, Z maksimums būtu korektāk raksturojams kā Z-ZA

maksimums. Ventspils novērojumu stacijā krasta līnija ir orientēta aptuveni DDR-ZZA virzienā, tāpēc var uzskatīt, ka abi maksimumi ir saistīti ar krastam paralēlu vēju. Šo klimatoloģiski novērojamo maksimumu analīze atsevišķiem gadījumiem ir šī pētījuma tālākais mērķis un turpinās nākošajās nodaļās.



5.1. attēls. Diennakts vēju virzienu sadalījums. Ventspils meteoroloģiskā stacija. 15. janvāris. Uz horizontālās ass atlikts vēja virziens, uz y ass – diennakts laiks, lokālais laiks (UTC+3h). Krāsa parāda interpolētu vēja virziena sastopamības biežumu (varbūtību, ka vējš pūš no attiecīgā virziena, skatīt formulu (5.1)). Vertikālās līnijas norāda krasta līnijas orientāciju, horizontālās – saullēkta un saulrieta laiku.

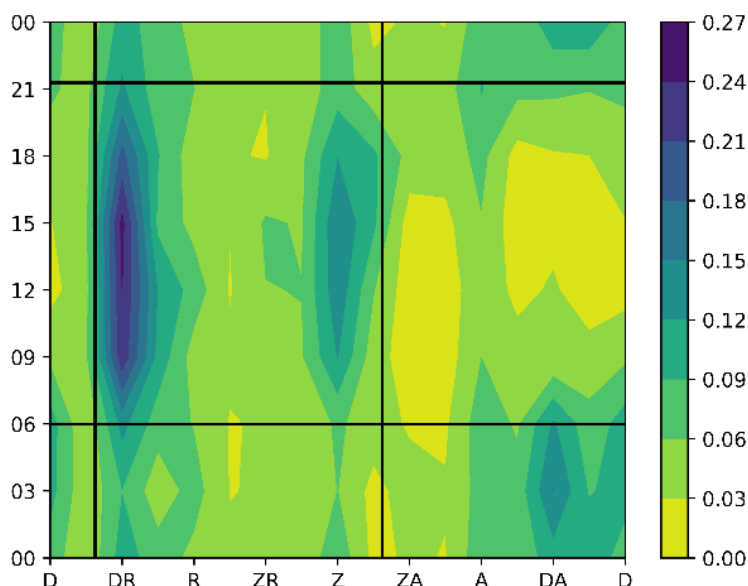


5.2. attēls. Diennakts vēju virzienu sadalījums. Ventspils meteoroloģiskā stacija. 15. maijs. Uz horizontālās ass atlikts vēja virziens, uz y ass – diennakts laiks, lokālais laiks (UTC+3h). Krāsa parāda interpolētu vēja virziena sastopamības biežumu (varbūtību, ka vējš pūš no attiecīgā virziena, skatīt formulu (5.1)). Vertikālās līnijas norāda krasta līnijas orientāciju, horizontālās – saullēkta un saulrieta laiku.

Tāpat svarīgs ir secinājums, ka krastam perpendikulārus vējus no jūras puses, ko varētu interpretēt kā klasisko jūras brīzi, šajā stacijā nav iespējams bieži novērot, turpretim naktīs laikā novērojami maksimumi, kas saistīti ar krastam

perpendikulāriem vējiem virzienā no zemes uz jūru (A, DA), ko var interpretēt kā zemes brīzi.

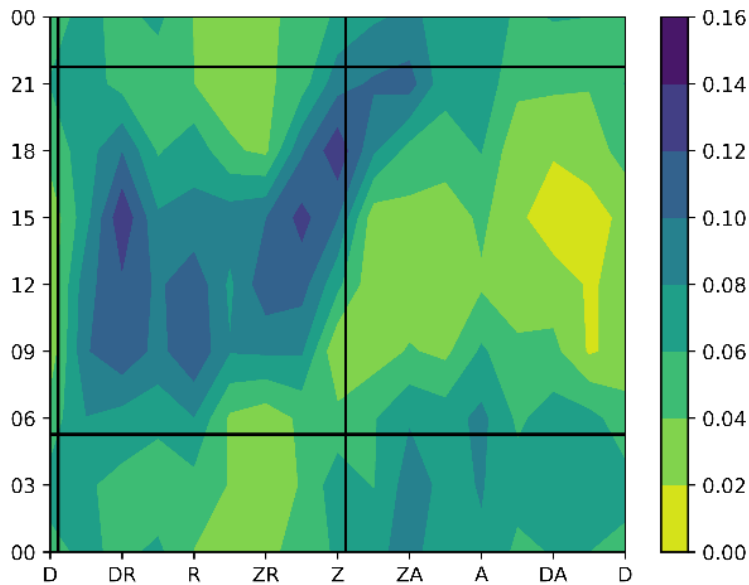
Salīdzinot vēju režīmu augusta mēnesim (5.3. att.), jāsecina, ka tas ir salīdzināms ar rezultātiem maija mēnesim. Joprojām ir novērojams maksimums no dienvidrietumiem, ziemeļu maksimums ir palicis mazāk izteikts, bet joprojām sastopamas zemes brīzes pazīmes naktī (DA).



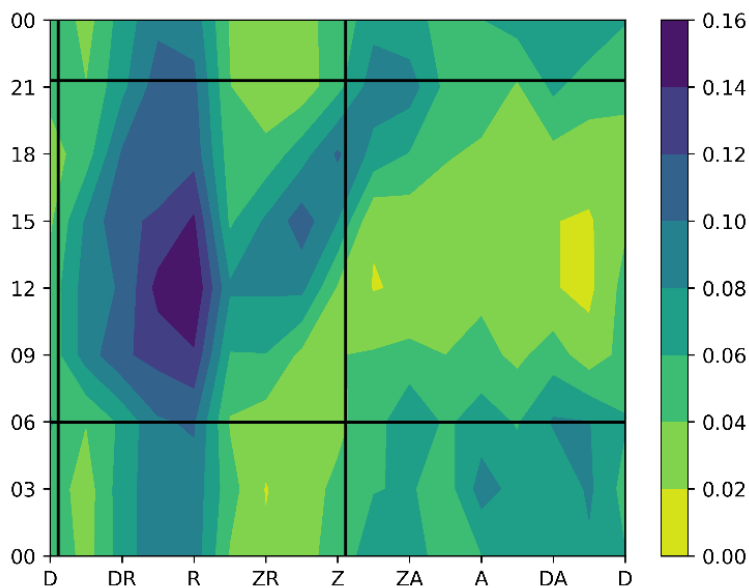
5.3. attēls. Diennakts vēju virzienu sadalījums. Ventspils meteoroloģiskā stacija. 15. augusts. Uz horizontālās ass atlikts vēja virziens, uz y ass – diennakts laiks, lokālais laiks (UTC+3h). Krāsa parāda interpolētu vēja virziena sastopamības biežumu (varbūtību, ka vējš pūš no attiecīgā virziena, skatīt formulu (5.1)). Vertikālās līnijas norāda krasta līnijas orientāciju, horizontālās – saullēkta un saulrieta laiku.

Apskatot rezultātus Liepājas stacijai maija mēnesim (5.4. att.) iespējams secināt, ka saskatāmas vairākas analogijas ar Ventspili. DR maksimums ir ar dienakts ciklu un naktī novērojamas krastam perpendikulāras plūsmas, kas varētu būt saistītas ar zemes brīzi (A). Liepājā krasta līnija gandrīz precīzi sakrīt ar Z-D virzienu. Tomēr novērojamas arī vairākas atšķirības, piemēram, maksimums R vējiem pēcpusdienās, kas varētu liecināt par jūras brīzes klātbūtni, kā arī šeit Z maksimums nav tik koncentrēts, proti, pēcpusdienā vēji novērojumi no ZR, ZZR, bet vēlāk vakarā šis maksimums it kā pagriežas un vēji pūš galvenokārt no Z, ZZA.

Augusts Liepājas novērojumu stacijā (5.5. att.) ir salīdzināms ar maiju, proti, redzamas jūras brīzes iezīmes, maksimuma virziena maiņa no ZR uz ZZA vakara gaitā, taču jāatzīmē, ka pēcpusdienā biežāk par DR vējiem ir novērojami R vēji, ir tieši perpendikulāri krastam un tāpēc varētu tikt izskaidroti ar jūras brīzi.



5.4. attēls. Diennakts vēju virzienu sadalījums. Liepājas meteoroloģiskā stacija. 15. maijs. Uz horizontālās ass atlikts vēja virziens, uz y ass – diennakts laiks, lokālais laiks (UTC+3h). Krāsa parāda interpolētu vēja virziena sastopamības biežumu (varbūtību, ka vējš pūš no attiecīgā virziena, skatīt formulu (5.1)). Vertikālās līnijas norāda krasta līnijas orientāciju, horizontālās – saullēkta un saulrieta laiku.



5.5. attēls. Diennakts vēju virzienu sadalījums. Liepājas meteoroloģiskā stacija. 15. augusts. Uz horizontālās ass atlikts vēja virziens, uz y ass – diennakts laiks, lokālais laiks (UTC+3h). Krāsa parāda interpolētu vēja virziena sastopamības biežumu (varbūtību, ka vējš pūš no attiecīgā virziena, skatīt formulu (5.1)). Vertikālās līnijas norāda krasta līnijas orientāciju, horizontālās – saullēkta un saulrieta laiku.

Kopumā jāsecina, ka abās stacijās siltajā sezonā bieži novērojami krastam paralēli vēji no Z vai DR virzieniem. Ja šo īpatnību izskaidrojums tiek meklēts mezoskalas procesos, tad pirmkārt, jāatzīmē, ka Ventspils novērojumu stacija atrodas tuvu Irbes jūras šaurumam un līdz ar to tās tuvumā vēja režīmu ieteikmē Rīgas Jūras līcis. Otrkārt, lomu varētu spēlēt arī tas, cik tālu stacijas atrodas no piekrastes līnijas, jo šajā zonā vēja lauki telpiski strauji mainās. Ventspils novērojumu stacija atrodas pašā jūras malā, bet Liepājas novērojumu stacija atrodas 1.3 km no krasta līnijas.

5.2 Gadījumu analīze: Metodoloģiskās nostādnes un notikumu izvēle

Turpmāk aprakstīto gadījumu analīžu (*case study*) mērķis ir izskaidrot īpatnības, kas novērojamas meteoroloģisko staciju vēja virzienu sastopamības biežuma sadalījumos jeb klimatiskajā vēja režīmā (5.1. nodaļa). Tā kā mērķis ir izpētīt visbiežāk sastopamos vējus, tad loģiski, ka vajadzētu būt ievērojamam skaitam kandidātgadījumu.

Kvantitatīvi Z un DR vēji pēcpusdienā Ventspils stacijā maijā sastopami 15%...20% dienu (5.2. att.), kas ir aptuveni 4 - 6 dienas katrā maijā. Ja pieņemam, ka šie maksimumi atbilst konkrētām parādībām, tad var viegli vispārināt, ka šīs parādības sastopamas arī citos mēnešos, jo klimatoloģiskie dati uzrāda līdzīgas iezīmes no marta līdz augustam. Kopā ar faktu, ka klimatoloģiskie vēja novērojumi lielākajai daļai staciju ir pieejami vismaz no 1965. gada, jāsecina, ka datumu skaits, ko varētu izvēlēties turpmākajai analīzei, ir ļoti liels. Tomēr jāņem vērā, ka gadiem ejot novērojumu pieejamība un kvalitāte ir uzlabojusies, līdz ar to būtu vēlams izmantot (attiecināma pret pētījuma veikšanas laiku) nesekmīgus gadījumus. Piemēram, *ASCAT Coastal Winds* produkts ir pieejams no 2010. gada maija METOP A satelītam un no 2012. gada oktobra METOP B satelītam.

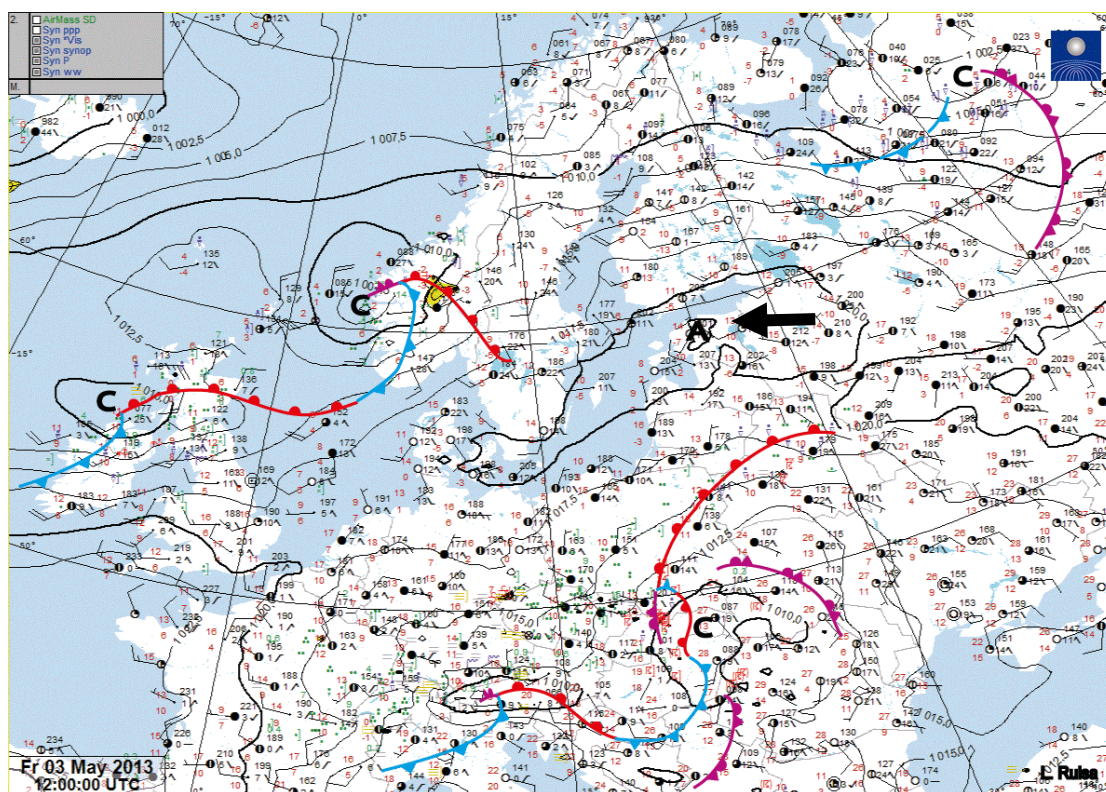
Šī pētījuma ietvaros tika apskatīti notikumi 2013. un 2014. gada siltajā gada periodā (marts - augusts). Tika analizēti LVĢMC staciju vēja ātruma un virziena novērojumi, pieejamie ASCAT dati, kā arī DMI operacionālā laika prognožu modeļa HIRLAM arhīvs, kas tiek uzturēts VTPMML informācijas sistēmas FiMAR ietvaros. Kā papildu informācijas avoti tika izmantoti LVĢMC frontālo analīžu arhīvs (http://www2.meteo.lv/front_arhivs/curl.php). Abi gadījumi, kas apskatīti tālāk, atbilst šādiem kritērijiem: a) Baltijas jūras Kurzemes piekrastē novērojams krastam paralēls vējš, taču dziļāk iekšzemē vēja virziens ir citādāks, tas ir, vēja virzienu nenosaka lielāka mēroga sinoptiskie procesi, b) LVĢMC frontālā analīze neuzrāda cikonus vai frontes Kurzemes piekrastes tuvumā, c) LVĢMC novērojumu stacijas attiecīgajā dienā nav reģistrējušas nokrišņus d) pētāmajā apgabalā (Baltijas jūrā pie Kurzemes) ir pieejami ASCAT novērojumi.

Tā kā ir zināms, ka citas meteoroloģiskas parādības, piemēram, cikloni un atmosfēras frontes arī var veidot komplicētu vēja lauku struktūru, tad (b) un (c) punkti tika iekļauti, lai pēc iespējas izslēgtu ar cikloniem un frontēm saistītu struktūru klātbūtni pētāmajos datos. ASCAT datu pieejamību primāri nosaka satelīta trajektorija.

Nav daudz cilvēku, kas aizstāvētu viedokli, ka atmosfēras modeļos nevarētu vai nevajadzētu veikt turpmākus uzlabojumus, līdz ar to modeļrezultātu ticamība vienmēr ir saistīta ir zināmām debatēm. Arī meteoroloģisko novērojumu veikšanas metodika un rezultātu attiecināmība uz plašāku reģionu ir strīdus objekts. Šī pētījuma mērķis nav izvērt modeļu un novērojumu savstarpējo precizitāti, bet gan aprakstīt noteiktas parādības. Tāpēc gadījumu analīzes ir strukturētas tā, ka sākotnēji tiek analizēti meteoroloģiskie novērojumi un iespēju robežās izveidots iekšēji sakarīgs priekšstats par to, kādi ir bijuši meteoroloģiskie notikumi attiecīgajā datumā.

Novērojumi šajā gadījumā ir piejami tikai pie Zemes virsmas - 10 m augstumā. Saprotams, ka svarīgi procesi notiek arī atmosfēras augstākos slāņos (šajā gadījumā lielākais uzsvars ir uz procesiem, kas notiek aptuveni līdz kilometra augstumam) un tos var piedāvāt tikai modeļrezultāti. Tāpēc pēc tam tiek analizēta modeļrezultātu piedāvātā situācija pie virsmas (10 m augstumā) un salīdzināta ar novērojumiem, proti, novērtēts, cik labi modelis reproducē attiecīgo situāciju, bet pēc tam tiek analizēti modeļa rezultāti augstākiem atmosfēras slāņiem un tajos notiekošās parādības.

6 GADĪJUMU ANALĪZE: 2013. GADA 3. MAIJS



6.1. attēls. LVGMC frontālā analīze. 2013. gada 3. maijs. 12:00 UTC (15:00 pēc vietējā laika). Frontālajās analīzēs izmantoto apzīmējumu skaidrojumu skatīt Pielikumā 12.2. Frontālā analīze parāda anticiklonu ar centru virs Igaunijas (norādīts ar papildus melnu bultiņu).

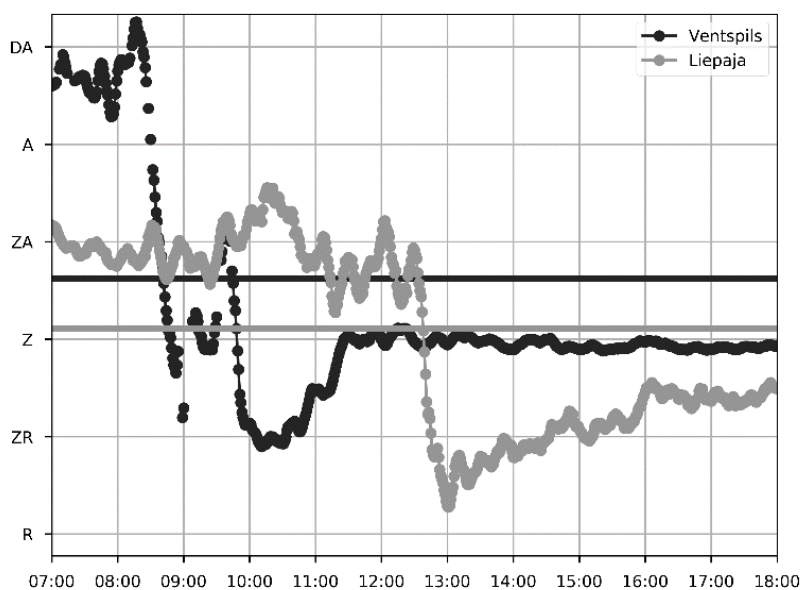
LVGMC frontālā analīze (6.1. att.) rāda, ka laika apstākļus Latvijā 2013. gada 3. maijā noteica anticiklons ar centru virs Igaunijas. Tuvākie ciklonu centri atrodās virs Norvēģijas un Ungārijas un var uzskatīt, ka to atstātā ietekme uz pētījuma reģionu ir neliela.

Analizējot augstas laika izšķirtspējas vēja virziena (6.2. att.) un ātruma (6.3. att.) datus Ventspils un Liepājas stacijās, var izdarīt vairākus secinājumus. Pirmkārt, vēja virziens abās piekrastes stacijās mainās lēcienveidīgi. No rīta (līdz 8:00 pēc vietējā laika) Ventspils stacijā novērojams DA vējš, kas starp 8:00 un 10:00 nomainās uz ZR vēju. Jāatzīmē, ka Ventspils stacijai klimatoloģisko datu analīzē naktīs bija novērojams maksimums no DA virziena (5.2. att.)

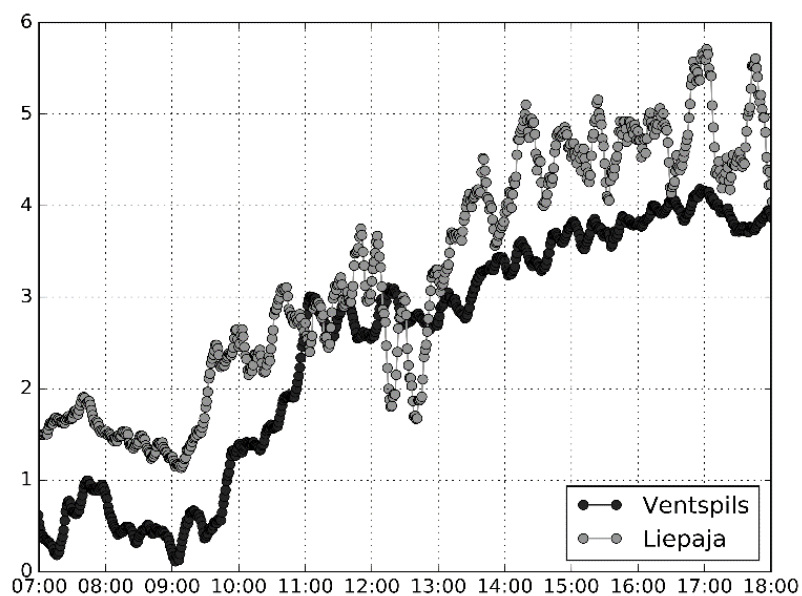
Atgriežoties pie 3. maija, ZR vējš Ventspils stacijā novērojams aptuveni stundu, līdz 11:00, kad tas strauji nomainās par Z vēju. Līdz 11:00 vēja ātrums nepārsniedz 3 m/s, bet pēc tam pieaug līdz 5 m/s, kas būtu jāsauc par lēnu vēju.

Arī Liepājas stacijā nakts laikā novērojams klimatoloģiskajam maksimumam atbilstošais ZA vējš (5.4. att.) no krasta puses. Līdzīgi kā Ventspils stacijā, novērojama lēcienveidīga maiņa uz vēju no jūras puses ap 13:00, turklāt rietumu vējš ir orientēts krastam perpendikulāri, taču nākamā leciņa vietā ir lēna griešanās, vējam

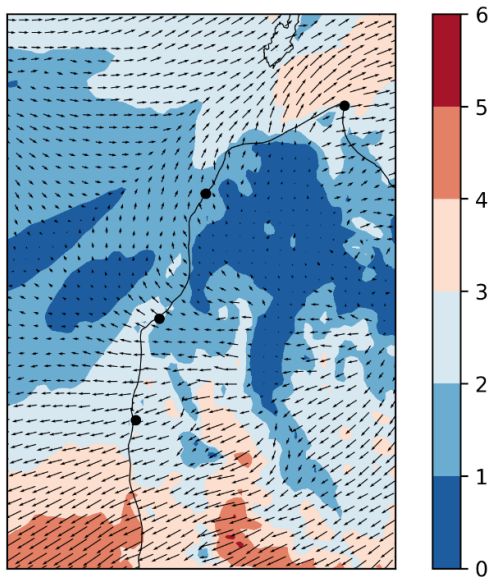
pakāpeniski pūšot vairāk no ziemeļiem, līdz ap 16:00 nostabilizējas ZZR vējš. Vēja ātruma gaita ir līdzīga notikumiem Ventspilī, un iespējams novērot, ka vēja virziena maiņa no 12:00 līdz 13:00 ir saistīta ar vēja ātruma kritumu.



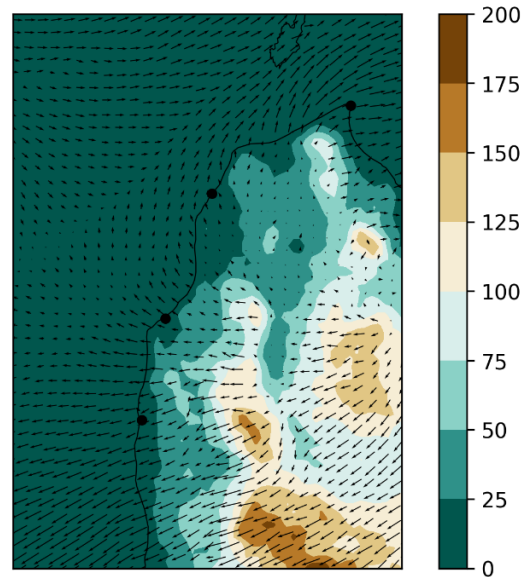
6.2. attēls. Novērotais vēja virziens Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā. 2013. gada 3. maijs. Uz x ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)). Uz y ass attēlots virziens no kura pūš vējš. Horizontālās līnijas norāda aptuveno krasta līnijas orientāciju.



6.3. attēls. Novērotais vēja ātrums Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā (m/s) (y ass). 2013. gada 3. maijs. Uz x ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)).



6.4. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m augstumā. 2013. gada 3. maijs. 07:00 pēc vietējā laika (04:00 UTC).



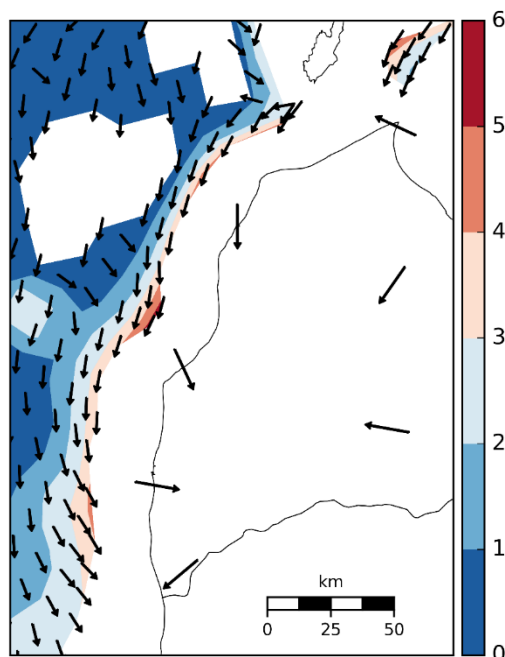
6.5. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja virziens, attēlots ar vektoriem (tas pats vēja virziena lauks, kas redzams iepriekšējā attēlā). Ar krāsu attēlota topogrāfija – augstums virs jūras līmeņa, metros. 2013. gada 3. maijs. 07:00 pēc vietējā laika (04:00 UTC).

Modeļrezultāti naktī (6.4. att.) rāda ainu, kas sakrīt ar novērojumiem. Tajos redzams DA vēja virziens Ventspils novērojumu stacijā un ZA virziens Liepājas novērojumu stacijā. Redzams, ka vēju iekšzemē modificē orogrāfija (salīdzinot 6.4. att. ar 6.5. att.) Interesanti, ka vēja plūsmas virziens aptuveni sakrīt ar Abavas upes tecēšanas virzienu Abavas ielejā (starp Austrumkursas un Ziemeļkursas augstienēm). Plūsmas apliekšanās ap Rietumkursas augstieni noved pie ZA plūsmas Liepājas novērojumu stacijā.

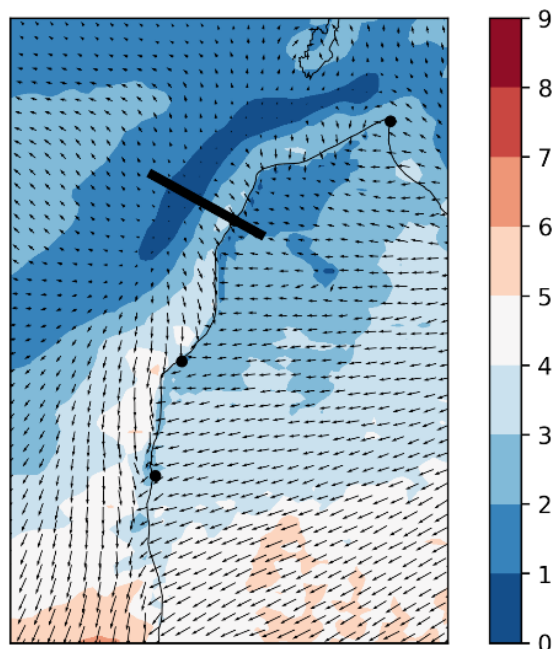
Izskaidrojums tam, kāpēc novērojams tieši šāds virziens vai kāds tieši process nosaka vēja virzienu Kurzemē, nav viegli atbildams, jo šajā gadījumā liela mēroga plūsmu no austrumiem varētu izraisīt gan anticikloniskā sinoptiskā mēroga cirkulācija, lai gan tieši piekrastē būtu jāapskata arī zemes brīze. Zemes brīzes hiptēzi apstiprinātu Kurzemes Rīgas Jūras līča piekrastē novērojamais krasta vējš, kas ir DR virzienā. Lai arī skaidri redzama reljefa ietekme (6.5. att.), sīkāki pētījumi par tā ietekmi uz zemes brīzi Kurzemes piekrastē ir ārpus šī pētījuma apjoma.

Apskatot ASCAT rezultātus (6.6. att.), kas šajā datumā ir pieejami 13:00 (10:00 UTC), vispirms jāatzīmē, ka metodoloģijas ierobežojumu dēļ ASCAT dati nav pieejami pie paša krasta, un datu pārklājums sākas aptuveni 25 km no krasta līnijas. Tāpat, interpretējot novērojumu staciju datus, jāsecina, ka vēja lauks Kurzemē un Baltijas jūrā nav homogēns. Kolkas un Saldus stacijā novērojams austrumu vējš, Ventspils un Pāvilostas – ziemeļu, ziemeļrietumu, bet Liepājas – rietumvējš. ASCAT dati apstiprina,

ka vēja plūsma jūrā ir vērsta gandrīz paralēli krasta līnijai, un pie tam tuvāk krastam vēja ātrums ir lielāks kā tālāk no krasta.



6.6. attēls. 2013. gada 3. maijs. 13:00 pēc vietējā laika (10:00 UTC). ASCAT dati (vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens virs Baltijas jūras) attēloti kopā ar LVGMC novērojumu staciju reģistrēto vēja virzienu. LVGMC novērojumu staciju vektoru izmērs ir pārspīlēts, staciju atrašanās vietu norāda vektoru centri. ASCAT datu autortiesības: EUMETSAT (2017).



6.7. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m virs reljefa. 2013. gada 3. maijs 12:00 pēc vietējā laika (09:00 UTC). Melnā līnija norāda 6.8. attēlā redzamā šķēluma atrašanās vietu.

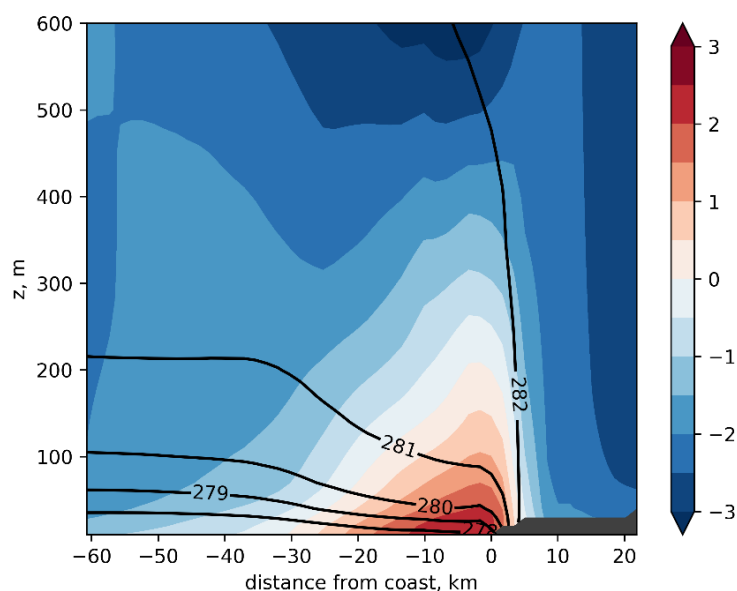
Var novērot, ka ASCAT dati un meteoroloģisko staciju dati ir it kā daļēji pretrunīgi Pāvilstas un Liepājas stacijās, proti, stacijās novērots viens vēja virziens, bet tuvāk

esošie ASCAT rezultāti rāda citu virzienu. Vēja ātrums, kas reģistrēts stacijās (6.3. att.) aptuveni sakrīt ar ASCAT reģistrēto un ir no 2 līdz 4 m/s.

Lai izskaidrotu šo šķietamo nesakritību, nepieciešams apskatīt modeļrezultātus nedaudz agrākam laika momentam – 12:00 pēc vietējā laika (6.7. att.) Tajā redzama tipiska jūras brīzes situācija reģionā no Kolkas raga līdz Ventspilij, proti, lēns vējš, kas vērsts no jūras uz krastu kopā ar bezvēja zonu dziļāk jūrā. Apskatot vertikālo šķēlumu (6.8. att.), kurā attēlota vēja ātruma projekcija, kas perpendikulāra krastam (šķēluma atrašanās vieta attēlota 6.7. att.) redzams, ka plūsma no jūras uz krastu visstiprākā ir zemākajos slāņos (līdz 2.5 m/s) un paliek vājāka augstāk, līdz 200 m augstumā pazūd vispār, kas pastiprina argumentu, ka novērojama klasiska jūras brīze. Svarīgi ievērot, ka kustība virzienā uz krastu beidzas aptuveni 30 km no krasta līnijas. Literatūrā tiek uzskatīts, ka bezvēja zona var atrasties aptuveni 10 km no krasta (Miller, 2003).

Saule šajā datumā lec aptuveni 2:40 UTC (5:40 pēc vietējā laika). 6.8. attēls parāda, ka piecas stundas pēc saullēkta planetārais robežslānis virs krasta ir labi sajaukts (*mixed layer*) un potenciālā temperatūra ir konstanta pa vertikālo asi, bet virs jūras novērojama stabila situācija, kad potenciālā temperatūra pa vertikālo asi pieaug (*stable boundary layer*).

Atgriežoties pie novērojumu analīzes, jāsecina, ka novērojumu dati (6.2. att.) apstiprina īslaicīgu jūras brīzes epizodi. Ventspils novērojumu stacijā starp 10:00 un 11:00 pēc vietējā laika (7:00 un 8:00 UTC) novērojams ZR vējš, kas labi sasauca a 6.7. att. redzamajiem modeļrezultātiem.

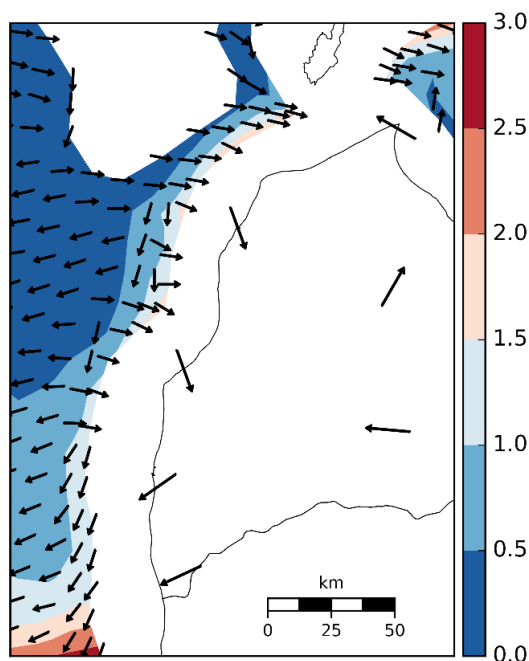


6.8. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Šķēluma atrašanās vieta un laiks atbilst 6.7. att. Horizontālā vēja komponente (projekcija) perpendikulāri krastam (m/s), jeb vēja ātruma projekciju šķēluma plaknē. Pozitīvs vēja ātrums norāda vēju uz krastu (no ZR uz DA). Melnās izolīnijas rāda potenciālo temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda reljefu. 2013. gada 3. maijs 12:00 pēc vietējā laika (09:00 UTC).

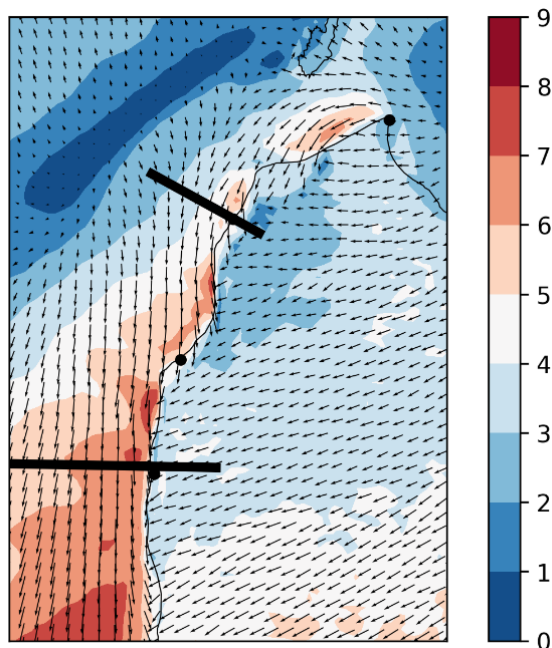
Šajā datumā ir pieejami ASCAT dati arī agrāk – 11:19 (8:19 UTC, 6.9. att.), un tajos ir redzama jūras brīze. Tie parāda jūras krastam perpendikulāru plūsmu, kas sākas 50 km no krasta ar ļoti lēnu vēju – līdz 2 m/s.

Problemātiskāka ir piekrastes dienvidu daļas (uz dienvidiem no Pāvilostas) interpretācija. Jūras brīzes mehānisms izskaidro šķietamo nesakritību starp staciju novērojumiem un ASCAT datiem (6.6. att.), it īpaši ņemot vērā to, ka brīzes horizontālais izmērs (20 km) ir salīdzināms ar datu iztrūkumu pie krasta (25 km), taču problēma rodas faktā, ka modelis un novērojumi nesakrīt jautājumā par to, cik lielā daļā no piekrastes brīze ir novērojama. Modelis paredz brīzi tikai piekrastes ziemeļu daļā, posmā no Kolkas līdz Ventspilij (Užavai) (6.7. att.) ASCAT novērojumi (6.6. att.) norāda uz brīzi līdz pat Liepājai 11:19 pēc vietējā laika, ko papildus apstiprina fakts, ka Liepājas novērojumu stacijā 13:00 ir reģistrēts R vējš.

Ir zināms, ka brīzes nevar izveidoties, ja fona vējš no krasta uz jūru ir pārāk stiprs. Kvantitatīvi tiek uzskatīts, ka kritiskais fona vēja stiprums atrodas robežās 6 – 11 m/s (Crosman and Horel 2010). Modeļrezultātos fona vējš nepārsniedz šo robežu, taču tuvojas tai, tāpēc, lai precizētu, kāpēc modeļrezultāti nespēj pareizi atspoguļot brīzes teritoriālo izplatību, ir nepieciešami papildu pētījumi.



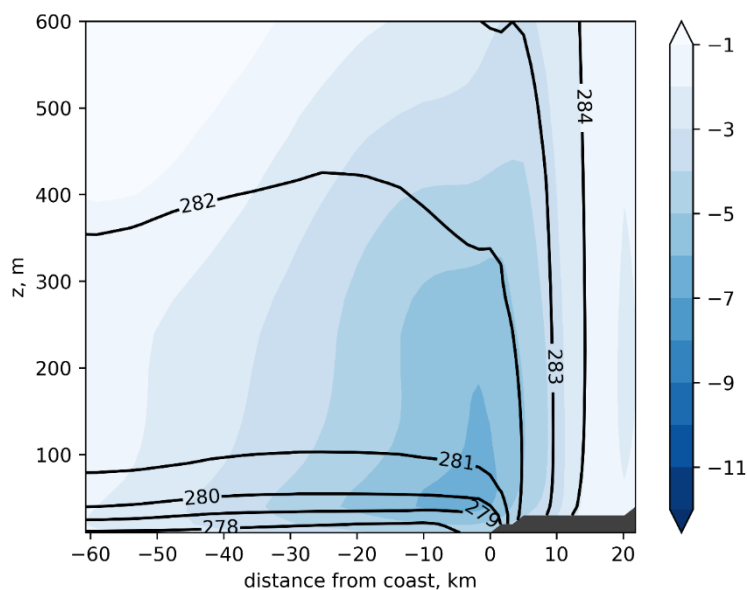
6.9. attēls. 2013. gada 3. maijs. 11:19 pēc vietējā laika (8:19 UTC). ASCAT dati (vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens virs Baltijas jūras) attēloti kopā ar LVĢMC novērojumu staciju reģistrēto vēja virzienu. LVĢMC novērojumu staciju vektoru izmērs ir pārspīlēts, staciju atrašanās vietu norāda vektoru centri. ASCAT datu autortiesības: EUMETSAT (2017).



6.10. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m virs reljefa. 2013. gada 3. maijs 15:00 pēc vietējā laika (12:00 UTC). Melnās līnijas norāda 6.11. att. (pie Ventspils) un 6.13. att. (pie Liepājas) attēloto šķēlumu atrašanās vietu.

Atgriežoties pie krastam paralēlās plūsmas, kas novērojama vēlāk, var secināt, ka modeļrezultāti replicē (6.10. att.) ASCAT datus redzamo (6.6. att.) krastam paralēlo plūsmu. Tie paredz, ka vislielākās vēja ātruma vērtības ir vistuvāk pie krasta, zonā, kur ASCAT novērojumi nav pieejami. Lietosim vārdu fronte, lai aprakstītu zonu, kurā strauji mainās vēja virziens (pēc analogijas ar jūras brīzes fronti). Šīs plūsmas fronte praktiski sakrīt ar krasta līniju. Izņēmums ir atsevišķas vietas, kur plūsma ielaužas iekšzemē (Miķeltornis – Oviši – Ventspils). Vēja ātruma sadalījumam ir izteikti maksimumi, kas saistīti ar krasta līnijas formu. Maksimumi ir saistīti ar līčiem un atrodas aiz ragiem, piemēram, pēc Kolkas raga, pēc Ovišiem un pēc Užavas (skatoties plūsmas virzienā).

Analizējot vertikālo šķēlumu (6.11. att.), kurā attēlota šķēlumam perpendikulārā vēja komponente var secināt, ka vēja maksimums atrodas virs jūras, netālu no krasta līnijas, tā horizontālais izmērs ir 20 ... 40 km, bet vertikālais – 300 ... 500 m. Apskatot potenciālās temperatūras izolīnijas, var secināt, ka situācija ir līdzīga tai, kas redzama dažas stundas iepriekš (6.8. att.) Atmosfēra ir stabili stratificēta zemākajos 100 m virs jūras, kur potenciālā temperatūra apakšējos 100 m izmainās par 3K, bet virs sauszemes robežslānis ir labi samaisīts. Ja neskaita 282 K izolīniju, tad visas pārējās izolīnijas var viegli definēt vai nu kā horizontālas (virs jūras), vai vertikālas (atdala sauszemi no jūras).



6.11. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Šķēluma atrašanās vieta redzama un laiks atbilst 6.10. attēlam (Ventspils). Horizontālā vēja komponente (projekcija) perpendikulāri šķēluma plaknei attēlota ar krāsu (m/s). Negatīvs vēja ātrums reprezentē vektoru ārā no plaknes (pret skatītāju) un atbilst ZA vējam. Melnās izolīnijas atspoguļo potenciālo temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda reljefu. 2013. gada 3. maijs 15:00 pēc vietējā laika (12:00 UTC).

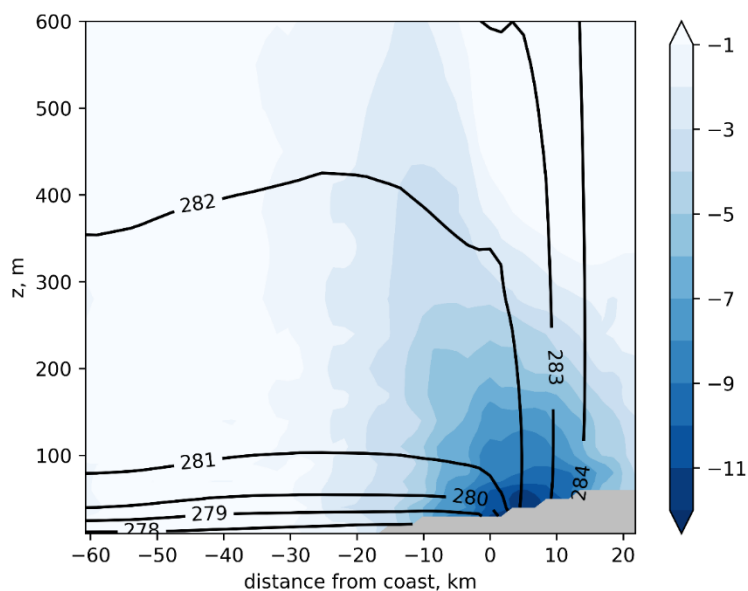
6.11. attēls atļauj izskaidrot šo krastam paralēlo plūsmu ar termālā vēja mehānismu. Izmantosim izteiksmi

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (2.18)$$

Par konstanšu vērtībām pieņemsim $f = 1.2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ and $g = 9.8 \text{ m/s}^2$. No 6.11. attēla ir iespējams novērtēt, ka temperatūra T ir aptuveni 280 K. Pieņemsim, ka vēja ātrums aptuveni 600 m augstumā apmierina ģeostrofiskā vēja izteiksmi, tāpat uzskatīsim, ka vēja ātruma samazināšanās starp 50 m virs jūras un ūdens virsmu ir izskaidrojama ar virsmas raupjuma ietekmi, atbilstoši shēmai 3.1.att. Tātad, lai pielietotu termālā vēja izteiksmi ir nepieciešams novērtēt vēja ātruma izmaiņas starp 600 m un 100 m augstumu un temperatūras izmaiņas horizontālajā dimensijā pāri krasta līnijai. Jāatceras, ka termālā vēja izteiksme tiek rakstīta uzskatot spiedienu par horizontālo dimensiju un temperatūras gradientu novērtējot konstanta spiediena virsmai. Lai arī 6.11. att. vertikālā koordināta ir telpiska un tajā attēlota potenciālā temperatūra, tomēr a) potenciālās temperatūras termālā vēja izteiksme ir vienāda ar absolūtas temperatūras termālā vēja izteiksmi (12.5. nodaļa) un konstanta spiediena līnijas ir aptuveni paralēlas konstanta augstuma virs jūras līmeņa līnijām.

Šajā vietā svarīgi atcerēties, ka ģeostrofiskā vēja izteiksme izriet no pamatvienādojumu vienkāršojuma, izdarot pieņēmumus par tipiskajiem laika un telpas mērogiem (2.2 nodaļa). Atceroties, ka ģeostrofiskā vēja izteiksme tiek uzskatīta par ticamāku lielākos telpas mērogos, temperatūras gradienta novērtējumam izvēlēsimies iespējami lielu telpas mērogu, proti, apmēram 50 km.

Var apgalvot, ka 6.11. att. 200 m augstumā temperatūra 25 km no krasta līnijas vienā un otrā pusē atšķiras par aptuveni 2 K, kas nozīmē, ko ievietojot vienādojuma labajā pusē, tai atbilstošā vēja ātruma izmaiņa vertikālajā dimensijā ir vienāda ar 1.1 m/s uz katrām 100 m. Vēja ātruma izmaiņa aptuveni 10 km no krasta starp 200 m un 600 m līmeņiem (6.11. att.) atbilst šim novērtējumam.



6.12. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Attēls ir identisks 6.11. attēlam, tikai pilnās vēja vietā attēlota ģeostrofiskā komponente. Šķēluma atrašanās vieta redzama un laiks atbilst 6.10. attēlam (Ventspils). Horizontālā ģeostrofiskā vēja komponente (projekcija) perpendikulāri šķēluma plaknei attēlota ar krāsu (m/s). Negatīvs vēja ātrums reprezentē vektoru ārā no plaknes (pret skatītāju) un atbilst ZA vējam. Melnās izolīnijas atspoguļo potenciālo temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda apgabalu, kurā dati nav pieejami reljefa un spiediena datu vidējošanas dēļ. 2013. gada 3. maijs 15:00 pēc vietējā laika (12:00 UTC).

Apskatot ģeostrofiskā vēja vērtības, kas aprēķinātas ar 4.5. sadaļā iegūto metodi (6.12. att.), var secināt, ka vēja vērtības ir tuvas ģeostrofiskajām, un ģeostrofiskā vēja maksimums ir tuvu zemes virsmai un atrodas praktiski uz krasta līnijas, bet ir novirzīts nedaudz uz sauszemes pusi. To var izskaidrot ar nelielo krastam perpendikulāro jūras brīzes komponenti, kas robežu starp silto un auksto gaisu bīda iekšzemē.

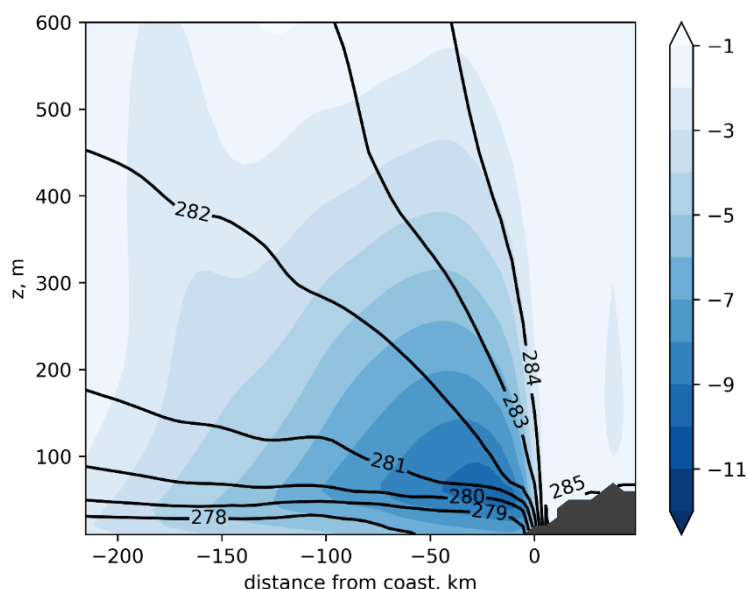
Tas ļauj saistīt šo parādību ar piekrastes zema līmeņa strūklu (PZLS, *coastal low-level jet*). Lai arī fizikālais izskaidrojums šai parādībai ir tāds pats kā PZLS, pastāv vairākas nopietnas atšķirības no tām PZLS, kas aprakstītas literatūrā un tās galvenokārt ir saistītas ar parādības izmēriem. Piemēram, tiek uzskatīts, ka tipiskie horizontālie mērogi Kalifornijas PZLS ir 500 – 1000 km, kā arī vēja ātrums var sasniegt 20 m/s (Muñoz and Garreaud 2005). Šajā gadījumā telpiskie mērogi ir 10 reizes mazāki un maksimālais vēja ātrums nepārsniedz 10 m/s. Tāpat tiek uzskatīts, ka, lai arī

Kalifornijas PZLS mainās diennakts laikā, tomēr tā pastāv arī naktī. Vēlākie rezultāti rādīs, ka šajā pētījumā apskatītā struktūra naktī beidz eksistēt.

Pētījumā, kurā PZLS tika meklētas ERA-Interim reanalīzes datu kopā (Ranjha, et al. 2013), netika identificētas PZLS, kas atrastos Kurzemes piekrastē. Tas varētu būt izskaidrojams ar ERA-Interim telpisko izšķirtspēju, kas ir aptuveni 80 km. Redzams, ka 6.11. att. attēlotās struktūras aprakstam nepieciešama daudz labāka izšķirtspēja ar ievērojami mazākiem režģa soļiem.

6.10. attēlā redzams, ka plūsma paātrinās leļpus ragiem, piemēram, aiz Kolkas raga, aiz Ovišiem un līcī pie Jūrkalnes. Analogi secinājumi ir tikuši izdarīti par PZLS un šī īpatnība skaidrota ar hidrauliskajiem efektiem (Burk and Thompson 1996).

Rezumējot, lai arī par šo parādību nevar teikt, ka tā ir identiska iepriekš literatūrā apskatītajām PZLS, jo atšķiras gan telpas mērogi, tipiskā vēja ātruma vērtības un dzīves ilgumi, tomēr PZLS pamatā esošo termālā vēja mehānismus un hidrauliskos efektus var uzskatīt par izskaidrojošiem un klātesošiem šajā gadījumā.



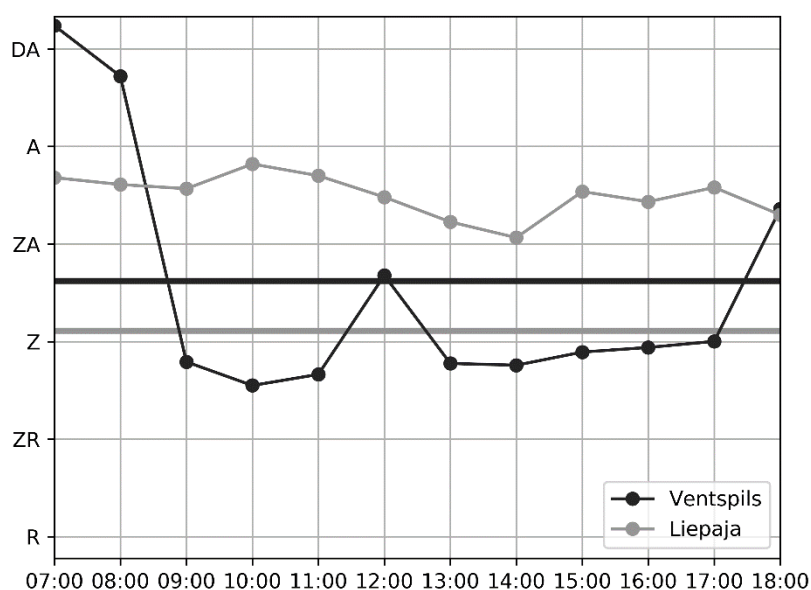
6.13. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Šķēluma atrašanās vieta redzama un laiks atbilst 6.10. attēlam (Liepāja). Horizontālā vēja komponente (projekcija) perpendikulāri šķēluma plaknei attēlota ar krāsu (m/s). Negatīvs vēja ātrums reprezentē vektoru ārā no plaknes (pret skatītāju) un atbilst Z vējam. Melnās izolīnijas atspoguļo potenciālo temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda reljefu. 2013. gada 3. maijs 15:00 pēc vietējā laika (12:00 UTC).

Šeit atkal vērts atgriezties pie pētījuma galvenā mērķa, proti, vēja ātruma klimatoloģisko iezīmju izskaidrojuma. Atceroties pētījumus, kas parāda PZLS klātbūtni dažādu virzienu fona sinoptisko vēju gadījumā (Cui, Tjernström and Grisogono 1998), jāsecina, ka PZLS mehānisms ērti izskaidro klimatoloģiski novērojamos maksimumus Ventspils stacijās, kas saistīti ar vēju no ziemeļu virziena (5.2., 5.3. att.), proti, PZLS it kā pārvērš dažādu virzienu vējus tādā, kas paralēls krastam.

Apskatot citu vertikālo šķēlumu, kas atrodas pie Liepājas 100 km attālumā no iepriekšējā (6.13. att.) joprojām ir novērojams vēja ātruma maksimums, bet tā struktūra ir savādāka. Jāatzīmē, ka potenciālās temperatūras izolīnijas vairs nav horizontālas vai vertikālas, bet noliecas pāri jūrai.

Struktūru, kas redzama 6.13. att. ir iespējams salīdzināt ar literatūrā aprakstītajām PZLS īpatnībām (Muñoz and Garreaud 2005). Abus gadījumus raksturo slīpas, gandrīz horizontālas potenciālās temperatūras izolīnijas. Abos gadījumos lielākais vēja ātrums atrodas tuvu pie krasta, un it kā tiek ierobežots ar izolīnijām.

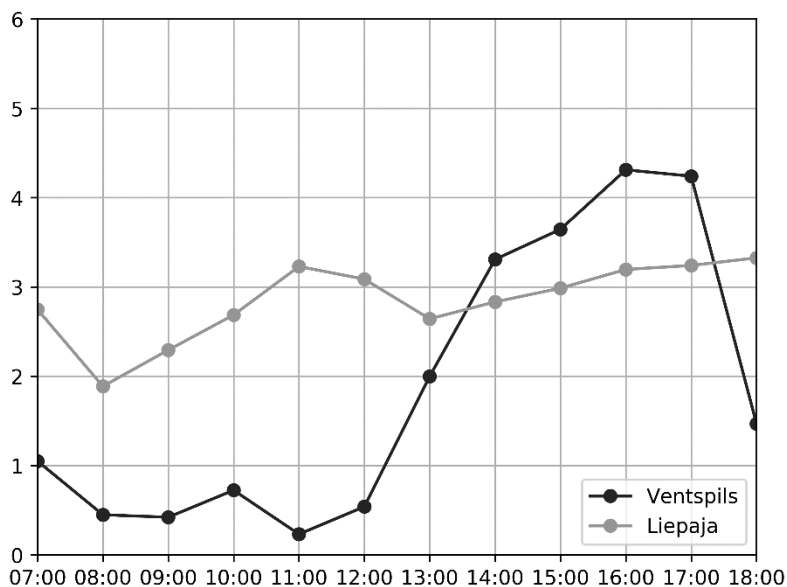
Pētījuma izstrādes gaitā tika apskatīts alternatīvs izskaidrojums šai parādībai. No rīta modeļrezultātos un novērojumu datos ir skaidri redzama jūras brīze, tāpēc pirmajā brīdī nav iemesla noraidīt izskaidrojumus, kas saistīti ar paplašināto jūras brīžu klasifikāciju (korķuviļķa un aizmugures durvju brīzēm), it īpaši tāpēc, ka literatūrā (Steele, et al. 2015) klasiskās un korķuviļķa brīzes ir saistītas ar piekrastes strūklām. Taču analizējot atmosfēras vertikālos šķēlumus un struktūru, šī hipotēze tika noraidīta par labu iepriekš aprakstītajam termālā vēja mehānismam.



6.14. attēls. WRF modeļrezultāti, kas atbilst vēja virziena novērojumiem Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā. Šis attēls jāsalīdzina ar 6.2. attēlu. 2013. gada 3. maijs. Uz x ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)). Uz y ass attēlots virziens no kura pūš vējš. Horizontālās līnijas norāda aptuveno krasta līnijas orientāciju.

Apskatot WRF spēju replicēt novērojumus konkrētos punktos, kas atbilst novērojumu stacijā, tas ir, salīdzinot 6.14. att. ar 6.2. att. un 6.15. att. ar 6.3.att., var secināt, ka šāda salīdzinājums ir jāapskatā kontekstā ar WRF rezultātiem apkārtējos punktos. Piemēram, var redzēt, ka WRF aptuveni spēj atkārtot vēja virziena izmaiņu no DA vēja uz Z vēju starp 7:00 un 13:00 pēc vietējā laika Ventspils stacijā (6.14. att.), un ar to saistīto vēja ātruma pieaugumu no 1 m/s līdz aptuveni 4 m/s. Turpretī WRF rezultāti Liepājas stacijai it kā vispār neatspoguļo krastam paralēlo plūsmu –

6.14. att. rāda, ka attiecīgajā režģa punktā modeļrezultāti paredz tikai austrumvēju, un tāpat arī nav novērojamas nekādas īpašās vēja ātruma izmaiņas (6.15. att.)

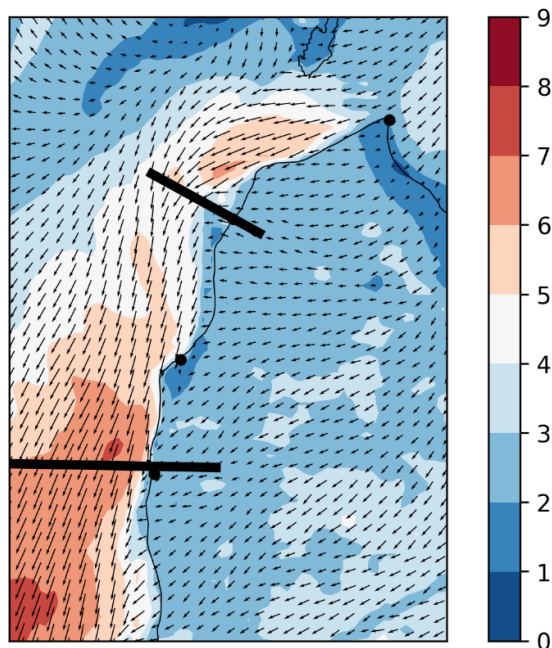


6.15. attēls. WRF modeļrezultāti, kas atbilst vēja ātruma novērojumiem Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā (m/s) (y ass). Šis attēls jāsalīdzina ar 6.3. attēlu. 2013. gada 3. maijs. Uz x ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)).

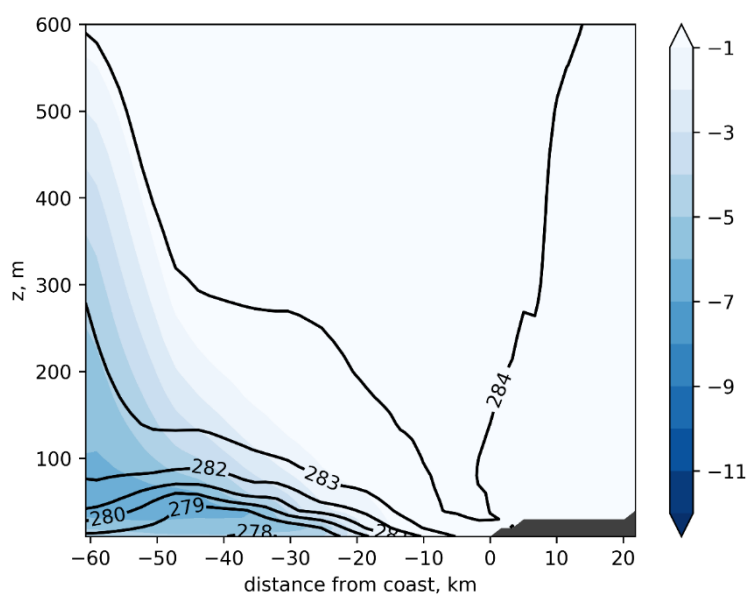
Izkaidrojums šai šķietamajai nesakrītībai redzams 6.10. att. Tas parāda, ka modeļrezultātos krastam paralēlā plūsma ir tikai virs jūras, bet virs sauszemes ir austrumu vējš. Tā kā stacija atrodas virs sauszemes, tad attiecīgi modeļrezultāti attiecīgajā punktā dod austrumvēju. Pieejamie dati neļauj izšķirt divus iespējamus izskaidrojumus – vai nu WRF modelis plūsmu novieto telpiski nepareizi un tā realitātē ir novietota dziļāk iekšzemē, vai arī ņemot vērā faktu, ka režģa izšķirtspēja ir 3 kilometri, bet stacija Liepājā atrodas aptuveni kilometra attālumā no krasta līnijas, modelis ar šo izšķirtspēju nav spējīgs adekvāti aprakstīt tādus procesus uz pašas krasta līnijas, kuru telpiskie izmēri ir mazāki par režģa šūnu.

Līdzīgus secinājumus var veikt par jūras brīzes epizodi pie Ventspils ap 10:00 (6.2. att.) Modeļrezultātos stacijai atbilstošajā punktā vēja virziens nekad īsti nesasniedz ZR vēju (6.14. att.), lai gan jūras brīze ir skaidri redzama 6.7. att. un 6.10. att.

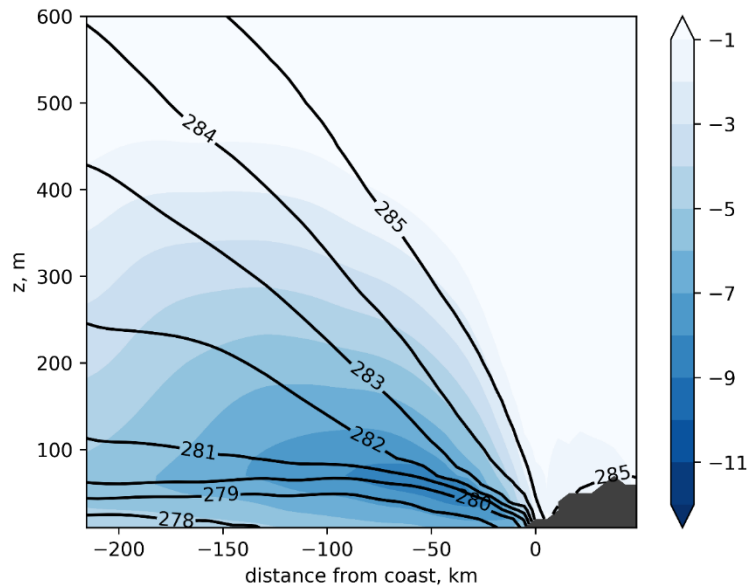
Atgriežoties pie 3. maija notikuma apraksta, var secināt, ka vēlāk, iespējams advekcijas dēļ, PZLS struktūra tiek aizvirzīta prom no krasta dziļāk jūrā (6.16. att.), kas atspoguļojas arī vertikālajos vēja ātruma sadalījumos (6.17. att., 6.18. att.)



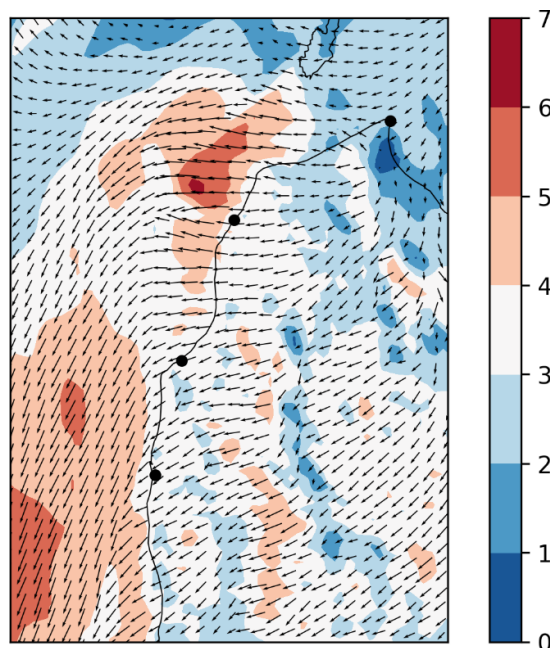
6.16. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m virs reljefa. 2013. gada 3. maijs 20:00 pēc vietējā laika (17:00 UTC). Melnās līnijas norāda 6.17. att. (pie Ventspils) un 6.18. att. (pie Liepājas) attēloto šķēlumu atrašanās vietu.



6.17. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Šķēluma atrašanās vieta redzama un laiks atbilst 6.16. attēlam (Ventspils). Horizontālā vēja komponente (projekcija) perpendikulāri šķēluma plaknei attēlota ar krāsu (m/s). Negatīvs vēja ātrums reprezentē vektoru ārā no plaknes (pret skatītāju) un atbilst ZA vējam. Melnās izolīnijas atspoguļo potenciālo temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda reljefu. 2013. gada 3. maijs 20:00 pēc vietējā laika (17:00 UTC).



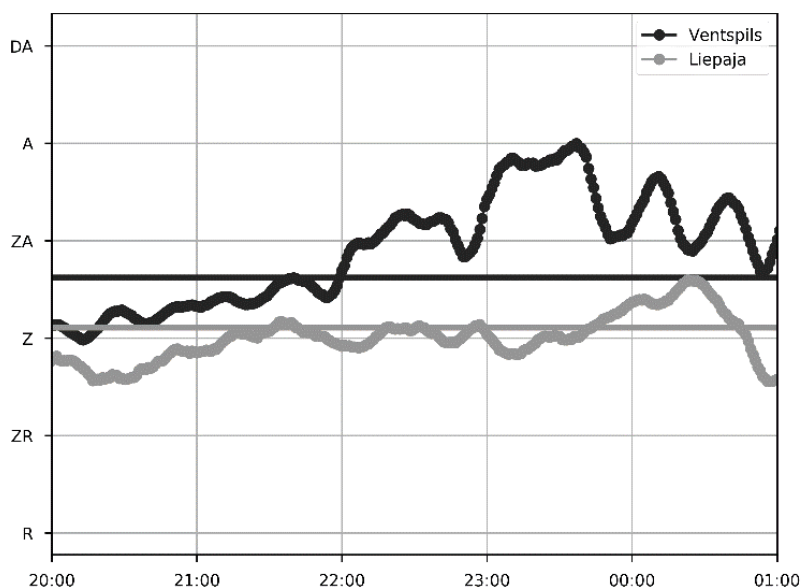
6.18. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Šķēluma atrašanās vieta redzama un laiks atbilst 6.16. attēlam (Liepāja). Horizontālā vēja komponente (projekcija) perpendikulāri šķēluma plaknei attēlota ar krāsu (m/s). Negatīvs vēja ātrums reprezentē vektoru ārā no plaknes (pret skatītāju) un atbilst ZA vējam. Melnās izolīnijas atspoguļo potenciālo temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda reljefu. 2013. gada 3. maijs 20:00 pēc vietējā laika (17:00 UTC).



6.19. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m virs reljefa. 2013. gada 3. maijs 22:00 pēc vietējā laika (19:00 UTC).

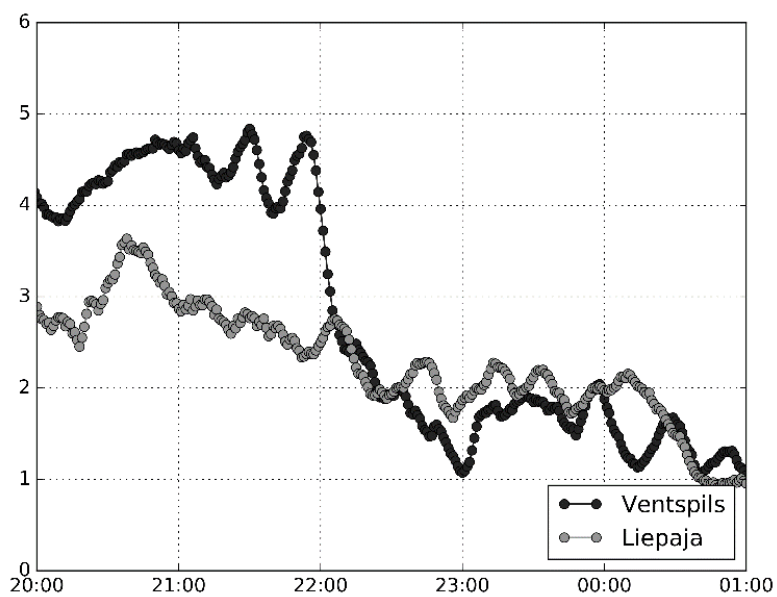
Salīdzinot modeļrezultātus (6.19. att.) ar novērojumiem, var secināt, ka, lai arī abi apgalvo, ka vakara gaitā PZLS struktūra pazūd un tiek aizstāta ar plaša mēroga austrumu vēju, tie atšķiras detaļās un jautājumā par to, kad tas notiek. Novērojumi rāda (6.20. att.), ka pāreja no ziemeļvēja uz austrumvēju notiek pakāpeniski. Brīdī,

kad vēja virziens šķērso krasta līniju, notiek straujš vēja ātruma kritums (6.21. att. aptuveni 22:00). ASCAT dati (6.22. att., 6.23. att.) neapstiprina 6.19. att. redzamo struktūru, proti, tajos nav redzama austrumvēja plūsma pāri krasta līnijai pie Ventspils, kas turpinās dziļāk jūrā, bet gan ilgstoši turpinās un 21:09 (18:09 UTC) ir redzama lēna ziemeļvēja plūsma, kas ir nedaudz paātrināta pie Pāvilstas. Nākamajā pieejamajā ASCAT attēlā (6.23. att.) jau redzama homogēna ZA plūsma, kas labi sakrīt ar Ventspils stacijā novēroto.

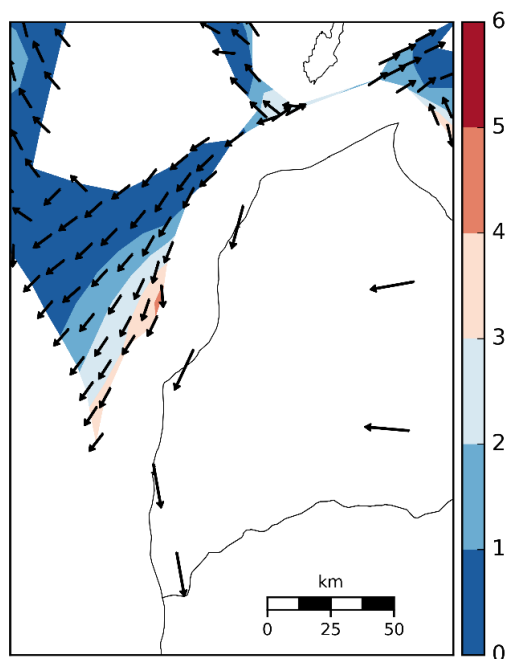


6.20. attēls. Novērotais vēja virziens Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā. 2013. gada 3. maijs. Uz x ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)). Uz y ass attēlots virziens no kura pūš vējš. Horizontālās līnijas norāda aptuveno krasta līnijas orientāciju.

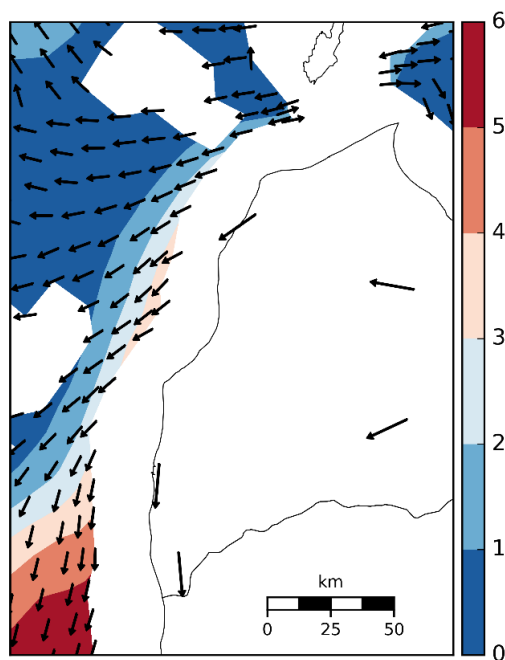
Interesanti, ka Liepājas novērojumu stacijā ilgstoši saglabājas ziemeļu vējš. Tāpat ASCAT dati ilgstoši paredz augstu vēja ātrumu Lietuvas piekrastē (6.23. att.). Tāpat tālākai izpētei interesantas ir vēja ātruma un virziena pulsācijas, kas novērojamas minūšu datos (6.20. att., 6.21. att.)



6.21. attēls. Novērotais vēja ātrums Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā (m/s) (y ass). 2013. gada 3. maijs. Uz x-ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)).



6.22. attēls. 2013. gada 3. maijs. 21:09 pēc vietējā laika (18:09 UTC). ASCAT dati (vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens virs Baltijas jūras) attēloti kopā ar LVGMC novērojumu staciju reģistrēto vēja virzienu. LVGMC novērojumu staciju vektoru izmērs ir pārspīlēts, staciju atrašanās vietu norāda vektoru centri. ASCAT datu autortiesības: EUMETSAT (2017).

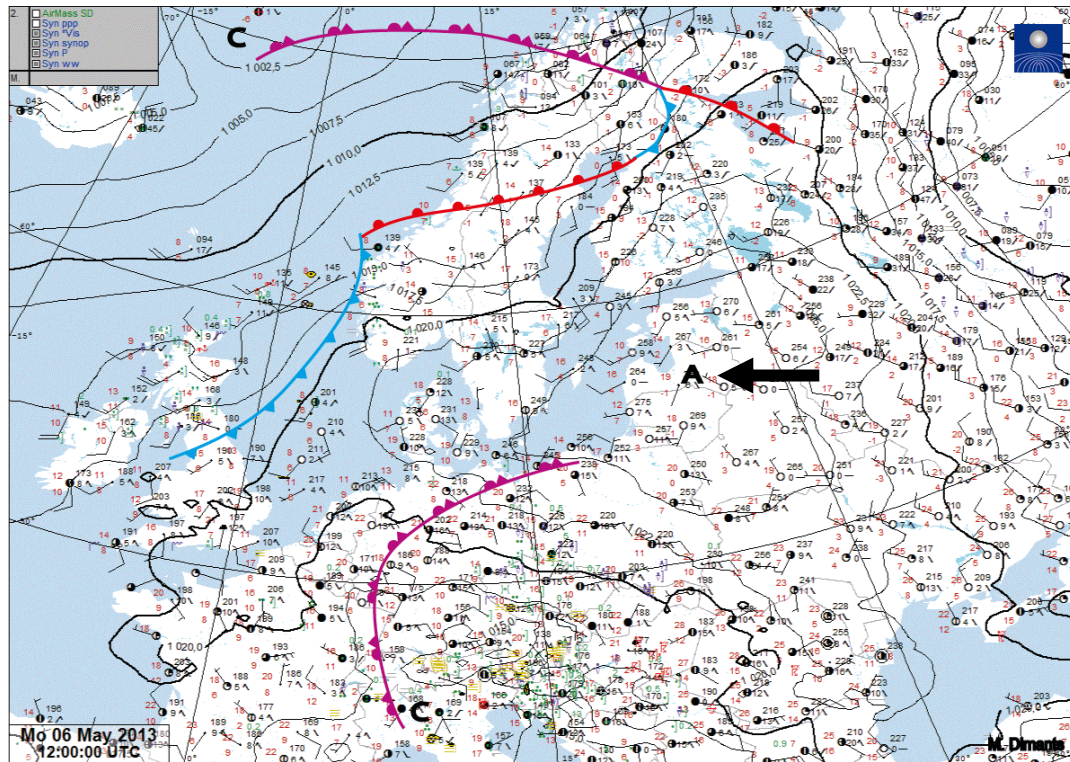


6.23. attēls. 2013. gada 3. maijs. 22:50 pēc vietējā laika (19:50 UTC). ASCAT dati (vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens virs Baltijas jūras) attēloti kopā ar LVĢMC novērojumu staciju reģistrēto vēja virzienu. LVĢMC novērojumu staciju vektoru izmērs ir pārspīlēts, staciju atrašanās vietu norāda vektoru centri. ASCAT datu autortiesības: EUMETSAT (2017).

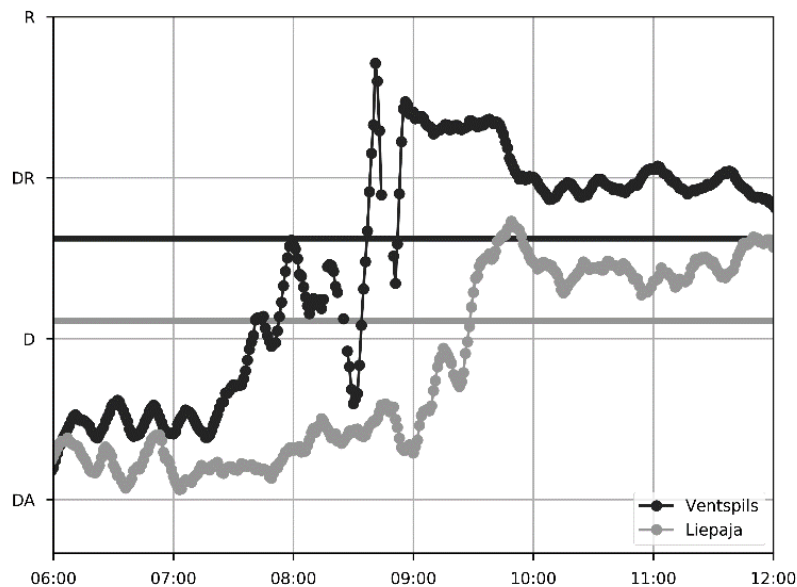
Apkopojot var secināt:

- ASCAT un novērojumu staciju dati apstiprina krastam paralēlas, no ziemeļiem uz dienvidiem orientētas plūsmas eksistenci 2013. gada 3. maijā.
- Modeļrezultāti replicē šo parādību un atļauj to izskaidrot ar piekrastes zemo līmeņu strūklu (*coastal low-level jet, CLLJ*) mehānismu, kas izriet no termālā vēja sakarības un temperatūras kontrasta starp zemi un jūru.
- Modeļrezultāti un novērojumi apstiprina jūras brīzes eksistenci, taču, ja novērojumi parāda jūras brīzes klātbūtni lielākajā piekrastes daļā, tad modeļrezultāti to replicē tikai piekrastes ziemeļu daļā.
- Modeļrezultāti un novērojumi parāda PZLS plūsmas izbeigšanos vakarā, taču modeļrezultāti šo procesu rāda ātrāku un straujāku kā novērojumi.

7 GADĪJUMU ANALĪZE: 2013. GADA 6. MAIJS



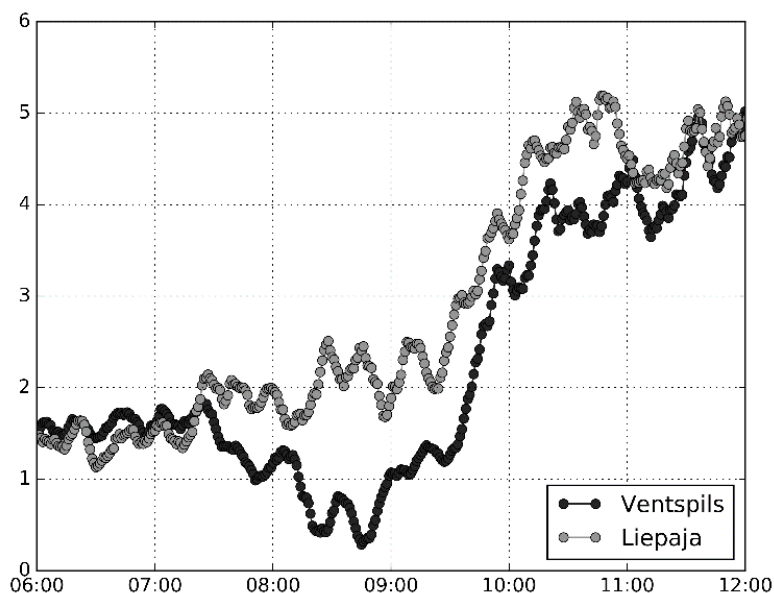
7.1. attēls. LVĢMC frontālā analīze. 2013. gada 6. maijs. 15:00 pēc vietējā laika (12:00 UTC). Laika apstākļus Latvijā nosaka anticiklons ar centru virs Latvijas (atzīmēts ar papildu bultiņu).



7.2. attēls. Novērotais vēja virziens Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā. 2013. gada 6. maijs. Uz x ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)). Uz y ass attēlots virziens no kura pūš vējš. Horizontālās līnijas norāda aptuveno krasta līnijas orientāciju.

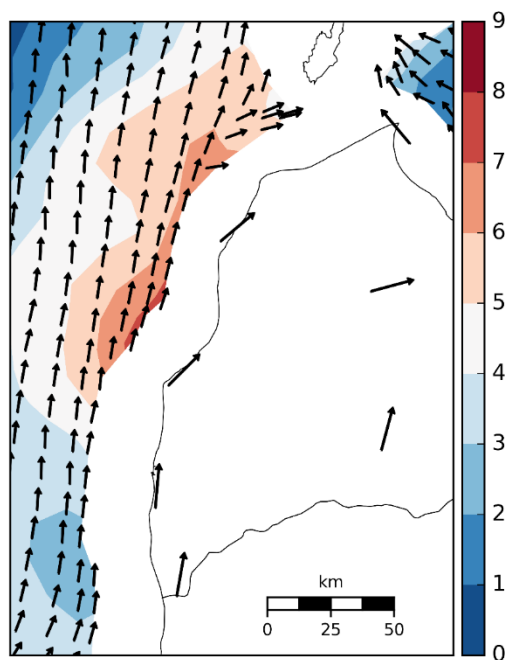
Sinoptisko situāciju 2013. gada 6. maijā pētāmajā apgabalā nosaka anticiklons ar centru virs Latvijas (7.1.att.) Tuvākie ciklonu centri atrodas virs Itālijas un pie Islandes un var uzskatīt to ietekmi par maznozīmīgu.

Aplūkojot vēja virziena laika sērijas piekrastes stacijās (7.2. att.) atkal (tāpat kā iepriekšējā gadījuma analīzē, kas attiecas uz notikumu trīs dienas iepriekš), ir novērojama strauja vēja virziena maiņa starp 8:00 un 9:00 pēc vietējā laika Ventspils stacijā un starp 9:00 un 10:00 – Liepājas stacijā. Līdzīgi kā iepriekš, vēja virziens dienas laikā ir paralēls krastam, taču šoreiz vējš pūš no pretējā - dienvidu, dienvidrietumu virziena. Pirms vēja virziena izmaiņas tā ātrums bija ap 1.5 m/s bet pēc tam līdz 5 m/s (7.3. att.)



7.3. attēls. Novērotais vēja ātrums Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā (m/s) (y ass). 2013. gada 3. maijs. Uz x-ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)).

Aplūkojot ASCAT datus un novērojumus, jāsecina, ka vēja lauks ir komplicēts (7.4. att.) Pirmkārt, visās novērojumu stacijās Baltijas jūras piekrastē novērojams krastam paralēls D, DR vējš. Kolkā vēju nosaka Rīgas jūras līcī esošā DA plūsma, ko parāda arī ASCAT dati. ASCAT dati Baltijas jūrā savukārt apgalvo, ka vēja lauks ir gandrīz homogēns, tas pūš virzienā no dienvidu virziena. Dati indicē plūsmas noliekšanos līdz ar krasta līniju pie Ovišiem. Situāciju neparastu padara fakts, ka vislielākais vēja ātrums ir reģistrēts tuvāk krastam.



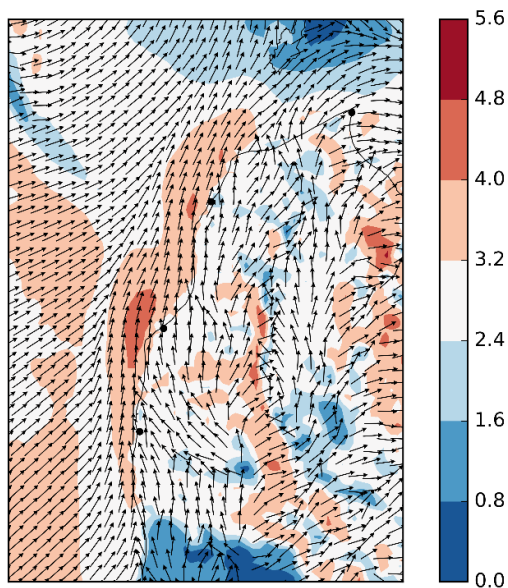
7.4. attēls. 2013. gada 6. maijs. ASCAT dati (vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens virs Baltijas jūras) attēloti kopā ar LVĢMC novērojumu staciju reģistrēto vēja virzienu. 11:11 pēc vietējā laika (08:11 UTC), novērojumu staciju dati 11:00 (08:00). LVĢMC novērojumu staciju vektoru izmērs ir pārspīlēts, staciju atrašanās vietu norāda vektoru centri. ASCAT datu autortiesības: EUMETSAT (2017).

Modeļrezultāti atbilsta ideju, ka šajā meteoroloģiskajā situācijā darbojas vairāki mehānismi ar netriviālu mijiedarbību. Vispirms apskatīsim situāciju nakts laikā (7.5. att. un 7.6.att.)

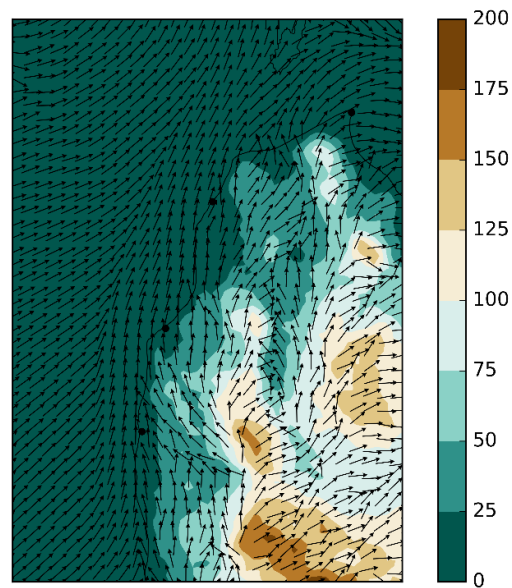
Vispirms koncentrēsimies uz situāciju (7.5. att. un 7.6.att.) virs sauszemes. 7.6. Attēlā redzama Žemaitijas augstiene (apgabala dienvidos), kā arī Rietumkursas un Austumkursas augstienes, starp kurām atrodas Kursas zemiene, kā arī Ziemeļkursas augstiene.

Pirmkārt, jāsecina ka vēja lauks ir nehomogēns un vēja ātrums un virziens var strauji mainīties blakus esošos reģionos. Otrkārt, jāsecina, ka vēja lauka telpiskās īpašības nosaka reljefs, piemēram, vislielākais vēja ātrums ir novērojams Kursas zemes rietumu pusē.

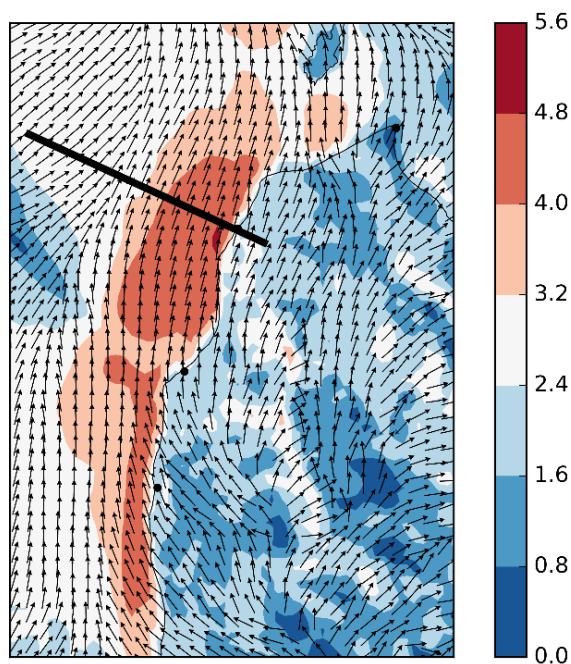
Virs jūras vēja lauks ir homogēnāks, plūsma ir galvenokārt no dienvidu virziena, dziļāk jūrā - no rietumiem. Ir novērojams vēja ātruma maksimums netālu no krasta. Pēc trim stundām vējš ir pieņēmis spēkā un tā maksimums ir iestiepies dziļāk jūrā (7.7.att.) Analizējot atmosfēras vertikālo šķēlumu (7.8.att.), var secināt, ka krastam paralēlā plūsma galvenokārt atrodas apakšējos 100 m



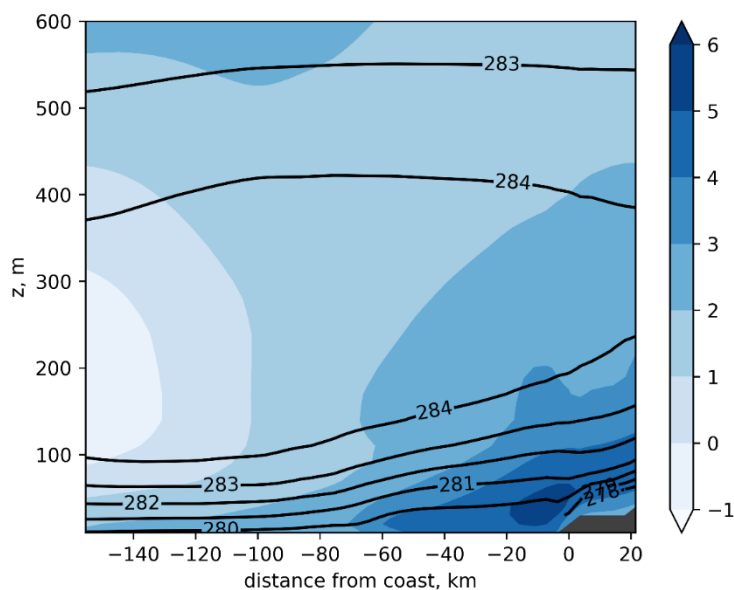
7.5. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m augstumā. 2013. gada 6. maijs. 04:00 pēc vietējā laika (01:00 UTC).



7.6. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja virziens, attēlots ar vektoriem (tas pats vēja virziena lauks, kas redzams iepriekšējā attēlā). Ar krāsu attēlota topogrāfija – augstums virs jūras līmeņa, metros. 2013. gada 6. maijs. 04:00 pēc vietējā laika (01:00 UTC).



7.7. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m augstumā. 2013. gada 6. maijs. 07:00 pēc vietējā laika (04:00 UTC). Melnā līnija norāda 7.8.att. redzamo šķēlumu atrašanās vietu



7.8. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Šķēluma atrašanās vieta redzama un atbilst 7.7 attēlam (Ventspils). Horizontālā vēja komponente (projekcija) perpendikulāri šķēluma plaknei attēlota ar krāsu (m/s). Pozitīvas vērtības vektoru ārā no plaknes (prom no skatītāja) un atbilst DDR vējam. Melnās izolīnijas atspoguļo absolūto temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda reljefu. 2013. gada 6. maijs 07:00 pēc vietējā laika (04:00 UTC).

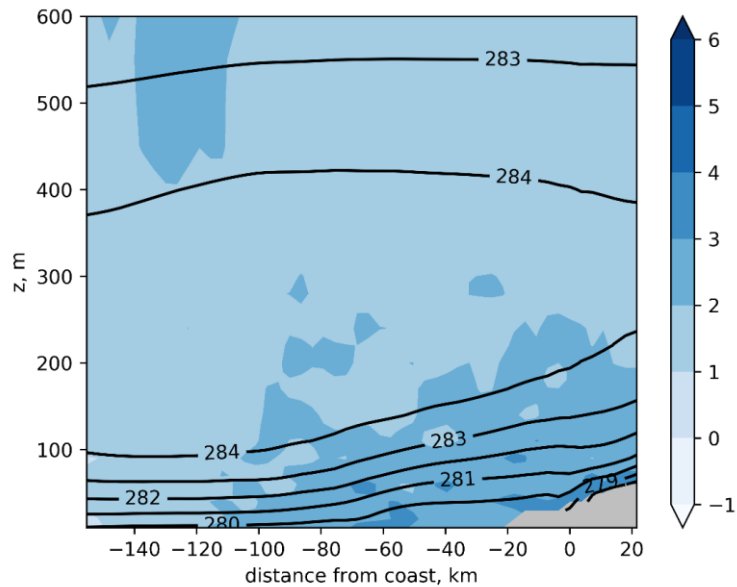
Viens no potenciālajiem izskaidrojumiem varētu būt iepriekš aprakstītās termālās vēja sakarības radīta plūsma, taču apvērsta pretējā virzienā, jo zeme ir aukstāka par jūru attiecīgajā laika periodā. Lai pārbaudītu šo hipotēzi iespējams atkal aplūkot ģeostrofiskā vēja vērtības, kas atbilst tam pašam šķēlumam (7.9. att.)

Salīdzinot vēja ātrumu ar ģeostrofisko vēja ātrumu 7.9. att., redzams, ka vēja ātruma komponente ir ievērojami lielāka par attiecīgo ģeostrofisko vēja ātrumu. Ja ģeostrofiskā vēja ātruma komponente ir līdz 3 m/s, tad novērotais vēja ātrums ir līdz pat 6 m/s, līdz ar to jāsecina, ka šo parādību nevar izskaidrot ar termālā vēja izteiksmi.

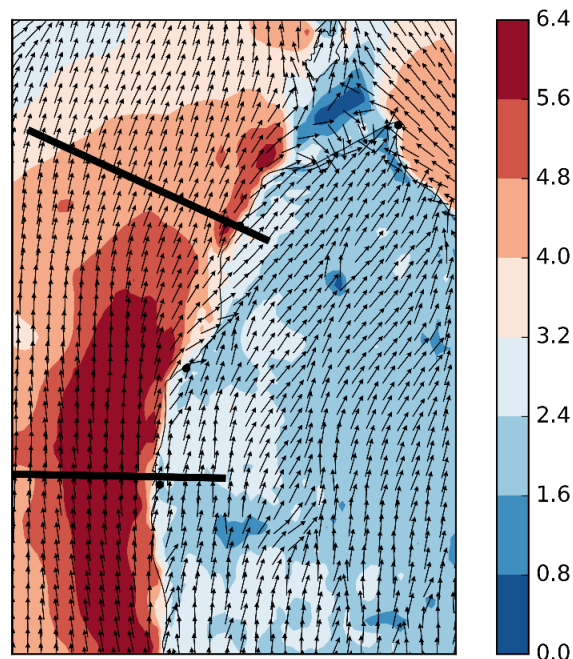
Novērojumi un modeļrezultāti apstiprina nozīmīgu krastam perpendikulāru plūsmu virzienā uz jūru – zemes brīzi. Tāpat no literatūras ir zināms, ka ģeostrofiskā vēja mijiedarbība ar jūras brīzi var ievērojami pastiprināt vēja vērtības un radīt krastam paralēlu plūsmu (Gahmberg, Savijärvi and Leskinen 2010), līdz ar to iespējams, ka novērotā plūsmas intensifikācija ir saistīta ar zemes brīzes un ģeostrofiskā vēja mijiedarbību. Netiešs papildus arguments šai interpretācijai ir fakts, ka plūsma tiek novērota tieši zemākajos 100 m, kur ir visspēcīgā brīzes cirkulācija.

Līdzīgas plūsmas, ko nakts izskaņā un rīta pirmajā pusē aprakstīta literatūrā, Baltijas jūras pretējā krastā Zviedrijā. Tur gan par nozīmīgu tika atzīta termālā vēja sakarība un virsmas reljefa efekti (Grisogono and Tjernstrom 1996).

Jāatzīmē, ka nevar uzskatīt, ka šai parādībai ir gūts eksperimentāls apstiprinājums šī pētījuma ietvaros, jo novērojumu stacijas ilgstoši uzrāda DDA, pat DA vēju, ko nevar uzskatīt par krastam paralēlu.



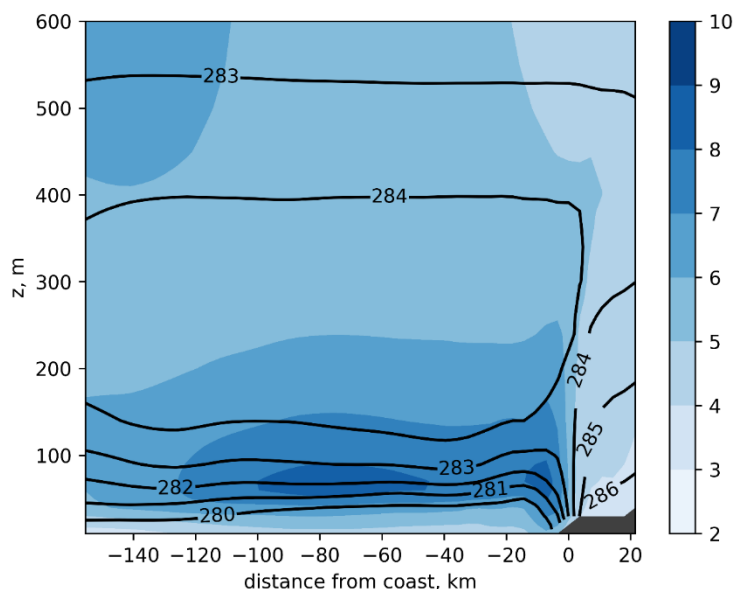
7.9. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Attēls, kas ir identisks 7.8.attēlam, tikai pilnās vēja komponentes vietā ir attēlota ģeostrofiskā vēja komponente. Šķēluma atrašanās vieta redzama un laiks atbilst 7.7 attēlam (Ventspils). Horizontālā ģeostrofiskā vēja komponente (projekcija) perpendikulāri šķēluma plaknei attēlota ar krāsu (m/s). Pozitīvas vērtības vektoru ārā no plaknes (prom no skatītāja) un atbilst DDR vējam. Melnās izolīnijas atspoguļo absolūto temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda apgabalu, kurā dati nav pieejami reljefa un spiediena datu noapaļošanas dēļ. 2013. gada 6. maijs 07:00 pēc vietējā laika (04:00 UTC).



7.10. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m virs reljefa. 2013. gada 6. maijs 11:00 pēc vietējā laika (08:00 UTC). Melnās līnijas norāda 7.11. att. (pie Ventspils) un 7.12.att. (pie Liepājas) attēloto šķēluma atrašanās vietu. Liepājas šķēlums turpinās aiz attēla robežām.

Situācija 10 m augstumā dažas stundas vēlāk (7.10. att.) ir līdzīga. Joprojām ir novērojams vēja ātruma maksimums krasta tuvumā. Tas ir plašāks piekrastes dienvidu daļā un šaurāks pie Ventspils. Posmā Oviši – Kolka novērojama bezvēja zona

starp plūsmu no Baltijas jūras un līdzīgu, krastam paralēlu plūsmu, kas gar Kurzemes Rīgas jūras līča krastu ir vērsta DA virzienā. Novērojumi Kolkas ragā apstiprina DA plūsmu Rīgas jūras līcī (7.4. att., Mērsraga stacijā šajā laikā registrēts A vējš), bet ASCAT dati attiecīgajā reģionā nav pieejami, līdz ar to šādas bezvēja zonas eksistence pagaidām nevar tikt eksperimentāli apstiprināta vai noliegta.



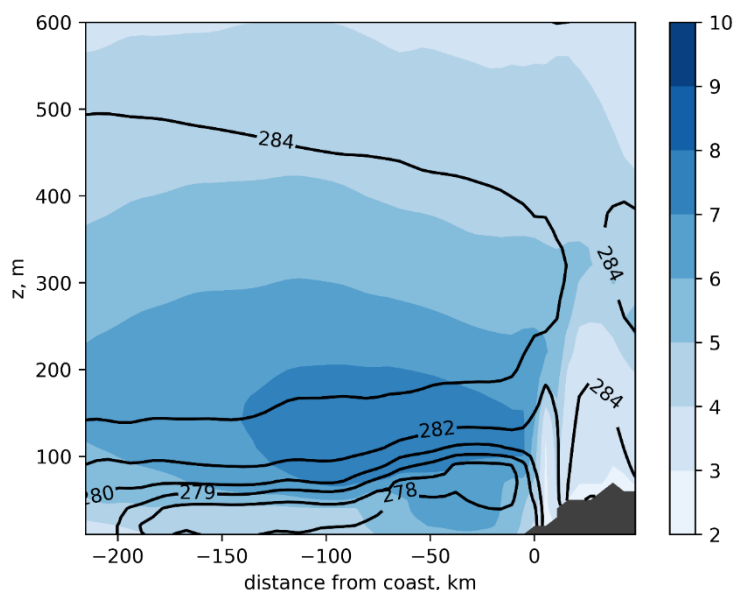
7.11. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Šķēluma atrašanās vieta redzama un laiks atbilst 7.10. attēlam (Ventspils). Horizontālais vēja ātrums (vektora modulis), attēlots ar krāsu (m/s). Melnās izolīnijas atspoguļo absolūto temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda reljefu. 2013. gada 6. maijs 11:00 pēc vietējā laika (08:00 UTC).

Ja situācija 10 m augstumā 11:00 (7.10. att.) ir līdzīga tai, kas bija novērojama agri no rīta (7.7.att.) ir līdzīga, tad vertikālie šķēlumi iezīmē radikāli savādāku ainu (salīdzinot 7.11. att. un 7.12.att. ar 7.8.att.). Pirmkārt, šajā brīdī zeme ir siltāka par jūru, tāpēc iepriekš (2013. gada 3. maijā) pielietotā termālā vēja izteiksme nevar izskaidrot krastam paralēlu plūsmu virzienā no dienvidiem uz ziemeļiem. Otrkārt, plūsma pie Ventspils atšķiras no plūsmas pie Liepājas.

Kopumā jāatzīmē, ka ASCAT datu un WRF modeļrezultātu sakritība nav perfekta (7.10. att. un 7.4. att.). WRF modeļrezultāti paredz, ka strūkļa atrodas vairāk uz dienvidiem, sākoties krietni aiz Latvijas robežas, bet pie Ventspils strūkļa horizontālais apmērs ir neliels. ASCAT dati savukārt parāda, ka strūkļa atrodas galvenokārt uz ziemeļiem no Liepājas un tās horizontālais apmērs ir aptuveni tāds pats dažādās krasta līnijas vietās.

Abos šķēlumos novērojams vēja ātruma maksimums vertikālajā dimensijā kas atrodas augstumā līdz 200 m un iestiepjas 100 – 150 km Baltijas jūrā. Novērojama arī temperatūras inversija un absolūtās temperatūras maksimums ir 200 – 400 m augstumā. Taču eksistē arī vairākas atšķirības. Pirmkārt, pie Liepājas inversija ir vājāka pie krasta, otrkārt, pie Ventspils patiesībā ir novērojami divi vēja ātruma maksimumi – viens atrodas precīzi pie krasta un tā horizontālais izmērs ir ar kārtu

≈10 km, otrs sākas 50 km attālumā no krasta un iestiepjas jūrā līdz 100 km no krasta. Tā ir viena no indikācijām, ka šajā gadījumā izskaidrojums būs jāmeklē izmantojot vairāk kā vienu fizikālu mehānismu.



7.12. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Šķēluma atrašanās vieta redzama un laiks atbilst 7.10. attēlam (Liepāja). Horizontālais vēja ātrums (vektora modulis), attēlots ar krāsu (m/s). Melnās izolīnijas atspoguļo absolūto temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda reljefu. 2013. gada 6. maijs 11:00 pēc vietējā laika (08:00 UTC).

Analizējot vertikālos šķēlumus, jāsecina, ka Liepājas šķēlumā un Ventspils šķēlumā tālāk no krasta novērojamo vēja ātruma maksimumu, kurš atbilst zemo līmeņu strūklu definīcijai, visticamāk ir radījis process, kas saistīts ar siltā, virs zemes sasildītā gaisa advekciju pāri Baltijas jūrai. Labi zināms, ka šī parādība ir bieži novērojama pavasara sezonā. Baltijas jūras tuvumā no aprīļa līdz jūnijam zema līmeņa strūklu ir novērojamas 40-45% no laika (Svensson, et al. 2016).

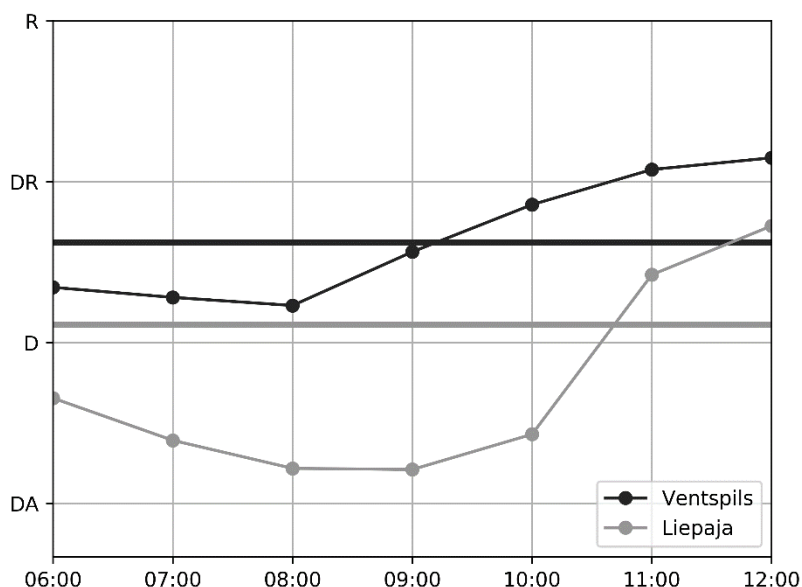
Vai šī parādība, proti, zema līmeņa strūklu, spēj izskaidrot vēja virziena maksimumu no dienvidiem? Atbilde ir nē, apskatot šo parādību vienu pašu, jo tās apraksts neietver sevī vēja virziena izmaiņas. Taču tā ir saistīta ar inversijas izveidošanos, kas ir nepieciešamais priekšnoteikums piekrastes strūklu (*coastal jet*) izveidei, kas savukārt ir tieši saistīta ar krastam paralēliem vējiem.

Ir vairāki argumenti, kāpēc piekrastes strūklu mehānisms var izskaidrot vēja ātruma maksimumu, kas novērojams Ventspilī līdz ≈20 km attālumam no krasta līnijas. Pirmkārt, ir spēkā visi priekšnoteikumi, kas nepieciešami piekrastes strūklu mehānisma klātesamībai, proti, ir novērojama temperatūras inversija un vēja ātrumam ir komponente virzienā uz krastu. Otrkārt, horizontālais parādības apmērs ir salīdzināms ar teorētiski paredzēto. Piekrastes strūklu tipisko horizontālo izmēru nosaka Rosbija rādiuss (Hunt, et al. 2004):

$$L_R = \frac{1}{f} \sqrt{gh \frac{\Delta T}{T}}, \quad (2)$$

kur h ir inversijas augstums. 7.11. att. atļauj noteikt, ka $h = 200$ m, $\Delta T = 4$ K, $T = 280$ K kas noved pie $L_R \approx 40$ km, kas labi sakrīt ar 7.11. att. novērojamo strūkļas platumu, kas ir aptuveni 15 km. Jāpiezīmē, ka literatūrā (Hunt, et al. 2004) aprakstītajos teorētiskajos rezultātos vēja papildus komponente eksponenciāli dilst telpā, attālinoties no krasta.

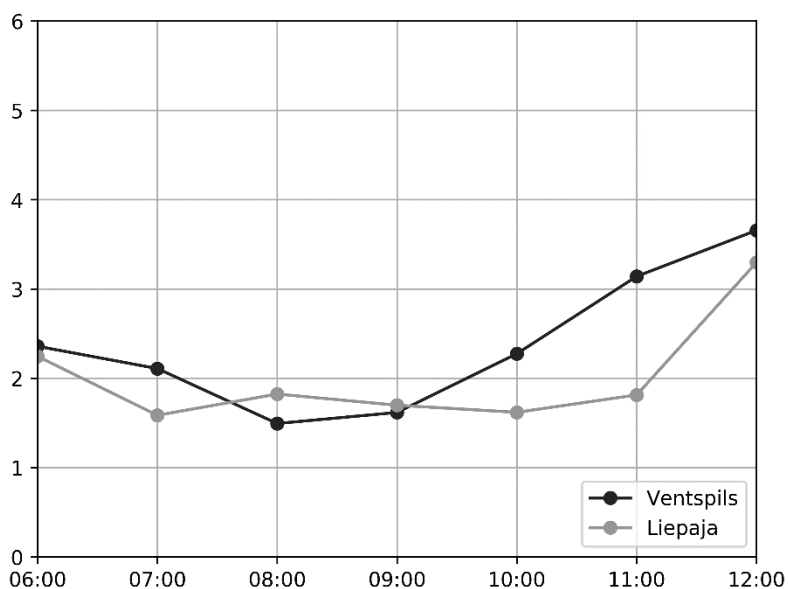
Treškārt, trūkst cita mehānisma, kas varētu izskaidrot šo parādību. Jau pieminēts, ka termālā vēja izteiksme spēj izskaidrot tikai vēja plūsmu pretējā virzienā, ja zeme ir siltāka ir par jūru. Jau iepriekš pieminētajos idealizētajos eksperimentos, kuros tika pētīta piekrastes zemo līmeņu strūkļas (*coastal low-level jet*) veidošanās atkarībā no dažādiem ģeostrofiskā vēja virzieniem (Cui, Tjernström and Grisogono 1998) tika apskatīts arī gadījums, kad fona vējš ir ar krastu pa labi. Šo idealizēto eksperimentu rezultātos arī iegūta ZLS, kuru pēc virziena varētu salīdzināt ar šo gadījumu, taču idealizētajos gadījumos potenciālās temperatūras izolīnijas ievērojami izliecās uz augšu tādējādi radot nepieciešamos priekšnoteikumus baroklīniskai ZLS pretējā virzienā.



7.13. attēls. WRF modeļrezultāti, kas atbilst novērotajam vēja virziens Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā. Attēls jāsalīdzina ar 7.2. attēlu. 2013. gada 6. maijs. Uz x ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)). Uz y ass attēlots virziens no kura pūš vējš. Horizontālās līnijas norāda aptuveno krasta līnijas orientāciju.

Salīdzinot WRF modeļrezultātus stacijām atbilstošajos režģa punktos ar novērojumiem stacijās (7.13. att. un 7.2. att., kā arī 7.16. att. un 7.3. att.) jāsecina, ka lai arī rezultāti apstiprina vēja virziena pagriešanos no dienvidu virziena uz dienvidrietumu virzienu, eksistē vairākas atšķirības, piemēram, ja novērojumi apgalvo 6:00 pēc vietējā laika gan Ventspils, gan Liepājas stacijās bija novērojams DA vai DDA vējš, tad modelis apgalvo, ka Ventspilī ir DDR vējš. Arī interpretējot WRF rezultātus plašākā apgabalā, var apgalvot, ka WRF rezultātos pie Ventspils DA plūsma (kas redzama novērojumos) īsti neparādās, līdz ar to var uzskatīt, ka WRF nespēj replicēt visas parādības, kas parādās novērojumos. No otras puses, nevar uzskatīt, ka

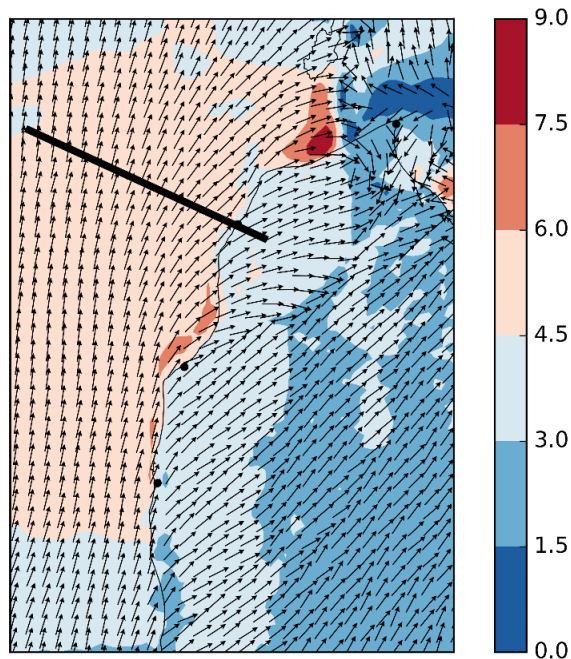
šie novērojumi apgāž krastam paralēlās plūsmas, kas attēlota 7.8.att. eksistenci, jo var gadīties, ka šāda plūsma eksistē, tikai atrodas dziļāk jūrā un nerasniedz novērojumu staciju krastā. Nepieciešami tālāki pētījumi, lai analizētu šo problēmu dziļāk.



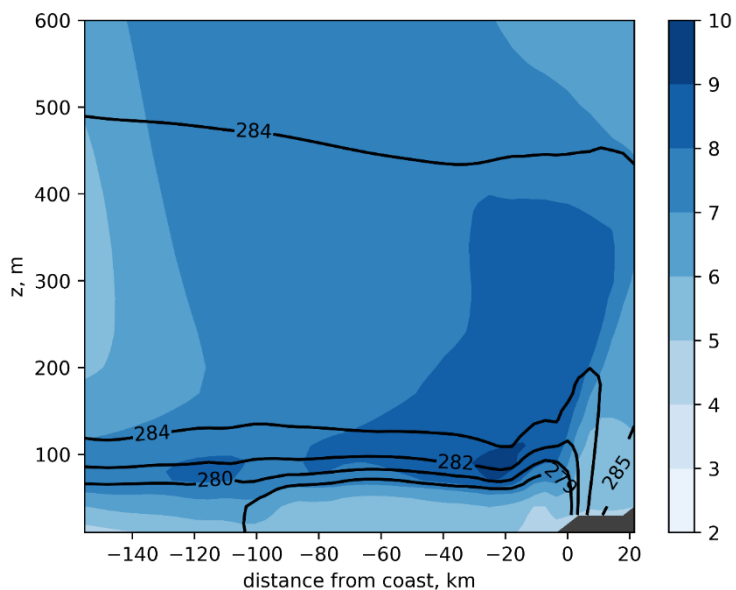
7.14. attēls. WRF modeļrezultāti, kas atbilstnovērotajam vēja ātrumam Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā (m/s) (y ass). Attēls jāsalīdzina ar 7.3. attēlu. 2013. gada 3. maijs. Uz x-ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)).

Apskatot vēja ātruma izmaiņas stacijās 7.16. att., var redzēt, ka novērojumos tā notiek daudz straujāk 7.3. attēls rāda, ka novērojumos vēja ātrums stundas laikā var palielināties par 3 m/s, bet modeļrezultātos (7.16. att.) vēja ātruma pieaugšana ir daudz lēnāka. Vēja ātrums modeļi ir nedaudz lēnāks kā novērojumos, taču joprojām ir spēkā iepriekšējā nodaļā izvirzītie argumenti par WRF modeļa nespēju precīzi replicēt vēja ātruma telpiskās izmaiņas starp jūru un sauszemi tā 3 kilometru telpiskās izšķirtspējas dēļ.

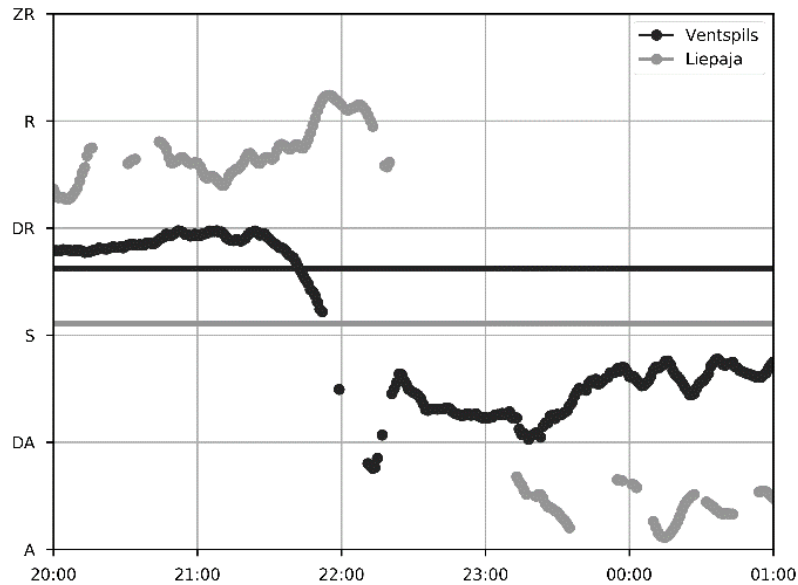
Pēcpusdienā (7.15.att.) 10 m augstumā vēja lauks ir homogēns, ja neskaita maksimumu Ovišu – Kolkas reģionā, kas saistīts ar divu pretēji vērstu plūsmu sadursmi. Šis modeļrezultāts eksperimentālu apstiprinājumu (vai nolieguma) trūkuma dēļ ir jāuztver piesardzīgi. Augstākajos līmeņos (7.16.att.) vēja ātruma maksimums joprojām ir saglabājies, un tas atrodas 100m – 400m augstumā.



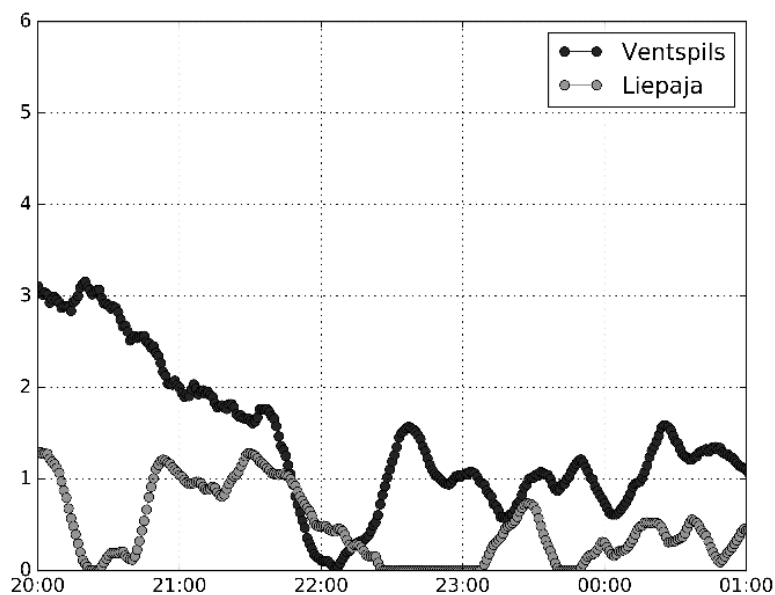
7.15. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m virs reljefa. 2013. gada 6. maijs 16:00 pēc vietējā laika (13:00 UTC). Melnā līnija norāda 7.16.att. redzamā šķēluma atrašanās vietu.



7.16. attēls. WRF modeļrezultāti. Vertikālais šķēlums. Šķēluma atrašanās vieta redzama un laiks atbilst 7.15. attēlam (Ventspils). Horizontālais vēja ātrums (vektora modulis), attēlots ar krāsu (m/s). Melnās izolīnijas atspoguļo absolūto temperatūru (K). X ass parāda attālumu no krasta, kilometros, negatīvās vērtības atrodas virs ūdens, y ass parāda augstumu virs jūras līmeņa, metros. Pelēkais apgabals parāda reljefu. 2013. gada 6. maijs 16:00 pēc vietējā laika (13:00 UTC).

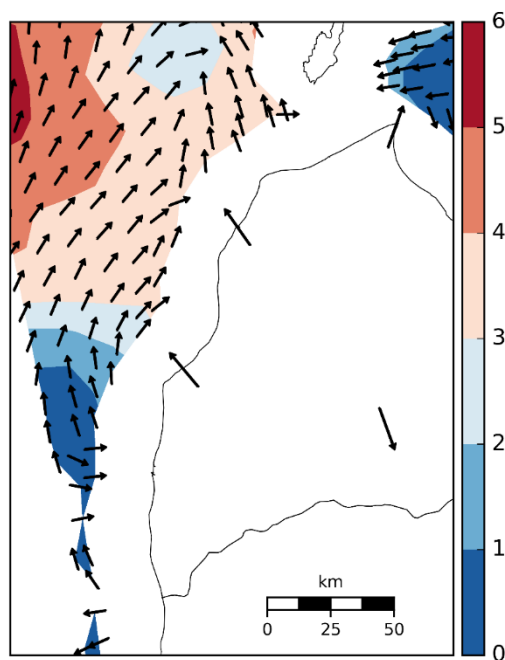


7.17. attēls. Novērotais vēja virziens Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā. 2013. gada 6. maijs. Uz x ass atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)). Uz y ass attēlots virziens no kura pūš vējš. Horizontālās līnijas norāda aptuveno krasta līnijas orientāciju. Attēloti tikai vēja virzieni, kur attiecīgajā brīdī reģistrētais vēja ātrums (7.18. att.) ir bijis lielāks par 0.3 m/s.



7.18. attēls. Novērotais vēja ātrums Ventspils un Liepājas novērojumu stacijās 10 m augstumā (m/s) (y ass). 2016. gada 6. maijs. Uz x-axi atlikts pulksteņa laiks, (stundas:minūtes, vietējais laiks (UTC+3h)).

Novērojumi rāda, ka plūsma Ventspils stacijā krastam paralēlā virzienā turpinās līdz aptuveni 21:30, kad strauji iegriežas no iekšzemes. Vēja ātrums kritās no aptuveni 3 m/s līdz 1... 2 m/s. Novērojumu interpretāciju Liepājas stacijā apgrūtinā lēnais vēja ātrums. 7.17. attēlā redzamajā datu rindā ir pārtraukumi, jo attēloti ir tikai virzieni, kuriem atbilstošais vēja ātrums (7.18. att.) ir lielāks par 0.3 m/s. Tiek uzskatīts, ka ļoti maziem vēja ātrumiem ir grūti definēt vēja virzienu, jo tam būtu jāreprezentē lielāka mēroga parādības, nevis turbulētās fluktuācijas.

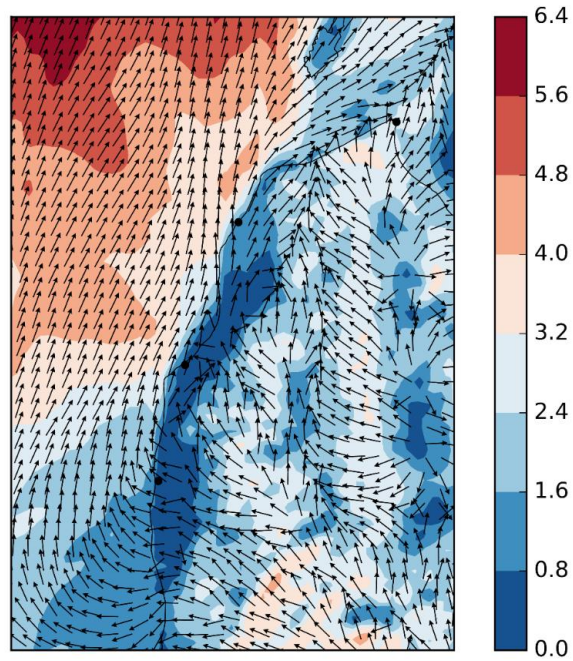


7.19. attēls. 2013. gada 6. maijs. 22:42 pēc vietējā laika (19:42 UTC). ASCAT dati (vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens virs Baltijas jūras) attēloti kopā ar LVĢMC novērojumu staciju reģistrēto vēja virzienu. LVĢMC novērojumu staciju dati 23:00 pēc vietējā laika (20:00 UTC). LVĢMC novērojumu staciju vektoru izmērs ir pārspīlēts, staciju atrašanās vietu norāda vektoru centri. ASCAT datu autortiesības: EUMETSAT (2017).

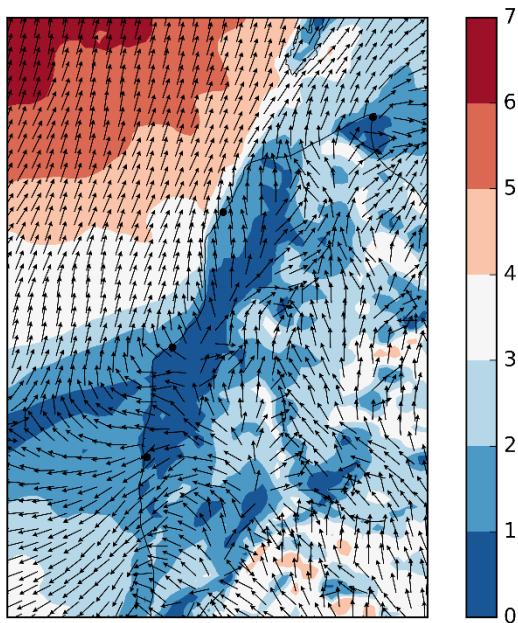
Arī vakarā pieejamie ASCAT dati (7.19. att.) ieskicē daļēju plūsmas virziena maiņu ziemeļos no Ventspils, kur dominē DA plūsma, kas labi sakrīt ar novērojumiem Ventspils stacijā. Vairāk dienvidos turpinās krastam paralēlā DR plūsma.

Ar dažu stundu nokavēšanos modeļrezultāti parāda līdzīgu struktūru (7.20. att.) Virs jūras turpinās krastam paralēla plūsma ar vēja ātrumu, kas pieaug attālinoties no krasta, bet virs sauszemes valda lēns vējš. Modelis nav spējīgs replicēt robusto, novērojumos reģistrēto DA vēju Ventspils novērojumu stacijā. Tajā pašā laikā nevar arī uzskatīt, ka novērojumi virs sauszemes liecinātu par homogēnu, konstantu liela mēroga DA plūsmu, jo, piemēram, 7. maija naktī 01:00 (6. maija 22:00 UTC) Mērsraga novērojumu stacijā ir reģistrēts dienvidrietumu, bet Kolkas - DDR vējš.

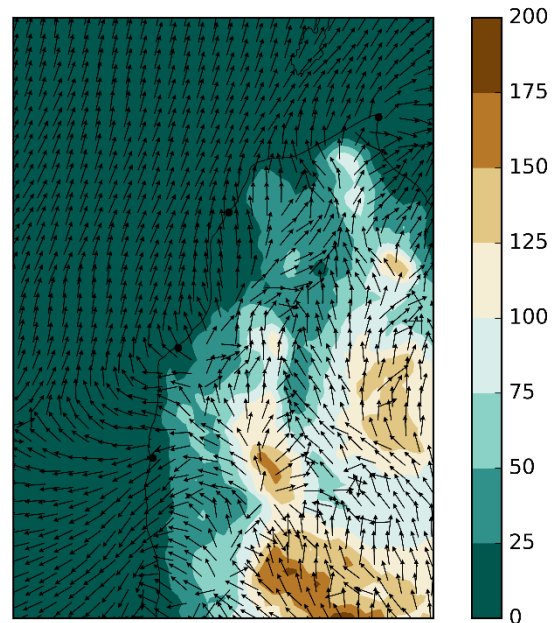
Nākamajā rītā (7.21. att.) ir novērojama bezvēja zona piekrastē, bet iekšzemē tāpat kā iepriekšējā naktī ir redzams komplicēts, orogrāfiski modificēts (salīdzināt ar 7.22. att.) vēja lauks. Piemēram, atkal ir iespējams novērot konvergenci Kursas zemienē, taču pārējā lauka struktūra ir atšķirīga no tā, kas novērojama iepriekšējā naktī. Šis salīdzinājums uzsver nepieciešamību pēc turpmākiem orogrāfiski modificēto vēja lauku pētījumiem, it īpaši to salīdzinājumu ar novērojumiem.



7.20. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m augstumā. 2013. gada 7. maijs 01:00 pēc vietējā laika, 2013. gada 6. maijs 22:00 UTC.



7.21. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja ātrums (attēlots ar krāsu, m/s) un virziens (vektori) 10 m augstumā. 2013. gada 7. maijs. 06:00 pēc vietējā laika (03:00 UTC).



7.22. attēls. WRF modeļrezultāti. Vēja virziens, attēlots ar vektoriem (tas pats vēja virziena lauks, kas redzams iepriekšējā attēlā). Ar krāsu attēlota topogrāfija – augstums virs jūras līmeņa, metros. 2013. gada 7. maijs. 06:00 pēc vietējā laika (03:00 UTC).

Galvenie secinājumi:

- Šajā datumā agri no rīta novērojama krastam paralēla plūsma. Lai arī to varētu izraisīt termālā vēja mehānisms, kas analogs PZLS, bet vērsts pretēji, jo zeme ir aukstāka par jūru, tomēr ģeostrofiskā vēja dati neapstiprina šo hipotēzi. Kā alternatīvs izskaidrojums turpmākajos pētījumos var tikt apskatīta zemes brīzes mijiedarbība ar ģeostrofisko vēju.
- Temperatūras inversija kopā ar zemo līmeņu plūsmu (*low-level jet*) dziļi ($\sim 100\text{ km}$) jūrā visticamākais ir radusies pateicoties telpiskajam analogam inerciālās oscilācijas mehānismam, kas saistīts ar silta gaisa transportu pāri aukstai jūrai.
- Vēja virzienu, kas paralēls krastam, iespējams izskaidrot ar piekrastes strūklu (*coastal jet*) mehānismu, kas rodas virsmas raupjuma izmaiņu dēļ.
- Nakts laikā Kurzemē novērojams komplicēts, orogrāfiski ietekmēts vēja lauks, kuru dziļāka izpratne pieprasa tālākus pētījumus.

8 NOBEIGUMS

Precīzas zināšanas par vēja raksturlielumiem piekrastē ir nozīmīgas daudzās jomās. Zinātniskā literatūra rāda, ka piekrastē var rasties plūsmas, kas tieši izriet no pašas piekrastes īpatnībām, proti Zemes virsmas fizikālo īpašību izmaiņas. Populārākā no šīm parādībām ir jūras brīze, taču ne mazāk nozīmīgas ir arī zemo līmeņu strūklas (*low-level jets*), kurām ir dažādi izcelsmes mehānismi, gan arī piekrastes strūklas (*coastal jets*), kas rodas virsmas raupjuma izmaiņu dēļ.

Pievēršoties konkrētu Latvijas Kurzemes piekrastes meteoroloģisko staciju vēja rožu analīzei var secināt, ka pavasaros un vasarās dienas laikā, kad zeme var sasilt daudz vairāk par jūru, vējš īpaši bieži novērojams paralēli krastam – vai nu no ziemeļu, vai arī dienvidrietumu virziena. Divi šādi notikumi tika izvēlēti tālākai analīzei, izmantojot gan novērojumu datus, t.i, meteoroloģisko staciju mērījumus un no satelīta nomērītos vēja laukus jūrā (ASCAT), gan matemātisko modelēšanu izmantojot WRF (Weather Research and Forecast) modeli.

Gadījumu analīze atklāja daudzveidīgu procesu klātbūtni un mijiedarbību, turklāt, atkarībā no tā vai krastam paralēlais vējš ir vērsts vai nu no ziemeļu vai dienvidu virzienu, atmosfēras struktūra augstākajos slāņos un tās izraisītie mehānismi ir radikāli atšķirīgi.

Vēju, kas vērsts no ziemeļiem var saistīt ar termālā vēja radītu piekrastes zemo līmeņu plūsmu (*coastal low-level jet*), kura aprakstīta daudzviet pasaulē, piemēram, pie Kalifornijas vai Čīles krastiem, taču pirms tam īslaicīgi varēja novērot jūras brīzi.

Vēju, kas vērsts no dienvidiem, var izskaidrot ar piekrastes strūklas (*coastal jet*) mehānismu, kas balstās virsmas raupjuma atšķirībās, taču tam ir nepieciešama arī temperatūras inversija, ko šajā gadījumā var saistīt ar citu zemo līmeņu strūklas mehānismu, kas saistīts ar silta gaisa advekciju un berzes samazināšanos augstākajos planetārā robežslāņa līmeņos. Lai arī šāds mehānisms apmierinoši izskaidro novērojumus un modeļrezultātus, tomēr viennozīmīgākai saistībai būtu nepieciešami papildu pētījumi.

Izpratne par zema līmeņa strūklām būs nozīmīga attīstot vēja enerģētiku Kurzemes Baltijas jūras krastā. Lai arī lielāks vēja ātrums nozīmē vairāk enerģijas, tomēr vēja ātruma atšķirības dažādos līmeņos var radīt bojājumus turbīnās.

Lai arī pētījuma laikā tika atrasts apmierinošs izskaidrojums parādību fizikālajai būtībai, iegūtie rezultāti atļauj uzdot arvien jaunus jautājumus:

- 1) Lai arī modeļrezultāti spēj replicēt galvenās novērojumu īpašības, tomēr eksistē nozīmīgas kvalitatīvas atšķirības, piemēram, attiecībā uz krastam perpendikulārās jūras brīzes telpisko apjomu.
- 2) Pētījuma laikā tika analizētas parādības meteoroloģisko novērojumu stacijās, kas atrodas krastā un mēra vēja ātrumu aptuveni 10 m augstumā virs zemes.

Modeļrezultāti liecina, ka parādību svarīgākās iezīmes atrodas dziļāk jūrā un lielākā augstumā. Augstāko slāņu novērojumu vai augstas izšķirtspējas reanalīzes ilgtermiņa modeļdatu kopa varētu sniegt robustākus un precīzākus novērtējumus zema līmeņa strūklu un piekrastes strūklu sastopamības biežumam.

- 3) Ārpus šī pētījuma apjoma palika jautājums par komplicētajiem vēja laukiem Kurzemē nakts laikā virs sauszemes. Vienkāršota analīze liecināja, ka to nozīmīgi ietekmē virsmas reljefs – augstienes un zemienes, par spīti faktam, ka reljefa izmaiņas ir salīdzinoši nelielas.
- 4) Interesants jautājums jautājums turpmākajiem pētījumiem ir saistīts ar to, cik lielā mērā šī pētījuma rezultātus ir iespējams pielietot procesu izskaidrojumam Rīgas Jūras līcī.

9 REFERENCES

- Ahrens, DC. 1988. *Meteorology Today*. West Publishing Company.
- Bauer, P, A Thorpe, and G Brunet. 2015. "The quiet revolution of numerical weather prediction." *Nature* 525: 47-55.
- Bezrukovs, V, V Bezrukovs, un L Lizuma. 2014. «The landscape influence on the wind energy distribution in height on the Latvian coast of the Baltic Sea.» *Energy Procedia* 52: 223-233.
- Bērziņš, V, U Bethers, and J. Seņņikovs. 2001. "Hydrographic regime of Gulf of Riga and water Exchange with Baltic Proper." *Proceedings of the Latvian Academy of Sciences. Section B: Natural, Exact and Applied Sciences*.
- Burk, SD, and WT Thompson. 1996. "The summertime low-level jet and marine boundary layer structure along the California coast." *Monthly weather review* 124: 668-686.
- Crosman, ET, and JD Horel. 2010. "Sea and lake breezes: a review of numerical studies." *Boundary-layer meteorology* 137: 1-29.
- Cui, Z, M Tjernström, and B Grisogono. 1998. "Idealized simulations of atmospheric coastal flow along the central coast of California." *Journal of Applied Meteorology* 37 (10): 1332-1363.
- Dee, DP, SM Uppala, AJ Simmons, P Berrisford, P Poli, S Kobayashi, U Andrae, et al. 2011. "The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system." *Quarterly Journal of the royal meteorological society* 553-597.
- Dudhia, J. 1989. "Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model." *Journal of the Atmospheric Sciences*. 46: 3077-3107.
- Gahmberg, M, H Savijärvi, and M Leskinen. 2010. "The influence of synoptic scale flow on sea breeze induced surface winds and calm zones." *Tellus A* 209-217.
- Gemmill, W, B Katz, and X Li. 2007. *Daily real-time global sea surface temperature-high resolution analysis at NOAA/NCEP*. Office Note, NCEP.
- Gill, AE. 1982. *Atmosphere - Ocean Dynamics*. New York: Academic Press.
- Grisogono, B, and M Tjernstrom. 1996. "Thermal mesoscale circulations on the Baltic coast. 2. Perturbation of surface parameters." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 101: 18999-19012.
- Holton, JR. 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier.

- Hong, SY, J Dudhia, and SH Chen. 2004. "A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation." *Monthly Weather Review* 132: 103-120.
- Hong, SY, Y Noh, and J Dudhia. 2006. "A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes." *Monthly Weather Review* 134: 2318-2341.
- Hunt, JCR, A Orr, JW Rottman, and R Capon. 2004. "Coriolis effects in mesoscale flows with sharp changes in surface conditions." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 130: 2703-2731.
- Iekšlietu Ministrija. 2016. "Par Latvijas risku novērtēšanas kopsavilkumu." Informatīvais ziņojums, Rīga.
- Jacobson, MZ. 2005. *Fundamentals of atmospheric modeling*. Cambridge university press.
- Kalnay, E. 2011. *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge University Press.
- Kein, JS. 2004. "The Kain Fritsch Convective Parameterization: An Update." *Journal of Applied Meteorology* 43: 170-181.
- Lebassi, B, J Gonzalez, D Fabris, E Maurer, N Miller, C Milesi, P Switzer, and R Bornstein. 2009. "Observed 1970-2005 cooling of summer daytime temperatures in coastal California." *Journal of Climate* 22: 3558-3573.
- Lin, W, M Portabella, A Stoffelen, and A Verhoef. 2013. "On the characteristics of ASCAT wind direction ambiguities." *Atmospheric Measurement Techniques* 6: 1053-1060.
- Lin, Y-L. 2007. *Mesoscale Dynamics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Markowski, PP, and YP Richardson. 2011. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. John Wiley & Sons.
- Miller, STK, BD Keim, RW Talbot, and H Mao. 2003. "Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts." *Reviews of geophysics* 41 (3).
- Mlawer, EJ, SJ Taubman, PD Brown, MJ Iacono, and SA Clough. 1997. "Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102: 16663-16682.
- Muñoz, RC, and R Garreaud. 2005. "Dynamics of the low-level jet off the west coast of subtropical South America." *Monthly weather review* 133: 3661-3677.
- Nacionālie bruņotie spēki. 2010. *MRCC - Jūras meklēšanas un glābšanas koordinācijas centrs*. Accessed 12 14, 2016.

http://www.mil.lv/lv/Vienibas/Flotile/Vienibas/Krasta_apsardzes_dienests/MRCC.aspx.

- Nakanishi, M, and H Niino. 2006. "An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog." *Boundary-Layer Meteorology* 119: 397-407.
- Nunalee, CG, and S Basu. 2013. "Mesoscale modeling of coastal low-level jets: implications for offshore wind resource estimation." *Wind Energy* 1199-1216.
- Orr, A, J Hunt, R Capon, J Sommeria, D Cresswell, and Owinoh A. 2005. "Coriolis effects on wind jets and cloudiness along coasts." *Weather* 60: 291-299.
- Ranjha, R, G Svensson, M Tjernström, and A Semedo. 2013. "Global distribution and seasonal variability of coastal low-level jets derived from ERA-Interim reanalysis." *Tellus A*.
- Sennikovs, J, and U Bethers. 2009. "Statistical downscaling method of regional climate model results for hydrological modelling." *18 th World IMACS/MODSIM Congress*. Cairns.
- Skamarock, WC, JB Klemp, J Dudhia, DO Gill, DM Barker, MG Duda, X-Y Huang, W Wang, and JG Powers. 2008. *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. Technical Note, NCAR.
- Smedman, AS, M Tjernström, and U Högström. 1993. "Analysis of the turbulence structure of a marine low-level jet." *Boundary-layer meteorology* 66: 105-126.
- Soomere, T, and S Keevallik. 2001. "Anisotropy of moderate and strong winds in the Baltic Proper." *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng* 35-49.
- Steele, C J, S R Dorling, R von Glasow, and J Bacon. 2015. "Modelling sea-breeze climatologies and interactions on coasts in the southern North Sea: implications for offshore wind energy." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141: 1821–1835.
- Stensrud, DJ. 1994. "Importance of low-level jets to climate: A review." *Journal of Climate* 9 (8): 1698-1711.
- . 2007. *Parametrization Schemes*. Cambridge University Press.
- Svensson, N, H Bergström, E Sahlée, and A Rutgersson. 2016. "Stable atmospheric conditions over the Baltic Sea: model evaluation and climatology." *BOREAL ENVIRONMENT RESEARCH* 21: 387-404.
- The Scipy community. 2017. *Reference for function "numpy.gradient"*. June 10. Accessed December 14, 2017. <https://docs.scipy.org/doc/numpy-1.13.0/reference/generated/numpy.gradient.html>.

- Tuononen, M, VA Sinclair, and T Vihma. 2015. "A climatology of low-level jets in the mid-latitudes and polar regions of the Northern Hemisphere." *Atmospheric Science Letters* 16 (4): 492-499.
- Verhoef, A, and A Stoffelen. 2013. *Validation of ASCAT coastal winds*. Technical Report, Ocean Sea Ice Satell. Appl. Facility.
- Wells, NC. 2012. *The Atmosphere and Ocean*. Wiley-Blackwell.
- WMO. 2001. "Guide to meteorological instruments and methods of observation." Geneva.

10 PATEICĪBAS

Darba autore pētījuma veikšanas laikā darbojās projektos:

- GorWIND – Rīgas jūras līcis kā vēja enerģijas resurss
- PUMA – Starpnozaru zinātnieku grupas un modeļu sistēmas izveide pazemes ūdeņu pētījumiem
- PROMESYS – Atmosfēras modeļproгноžu pēcapstrādes metožu izstrāde
- NEWA – Jaunais Eiropas vēja atlants.

Pētījums veikts Valsts Pētījumu Programmas EVIDENT ietvaros.

Cilvēks, bez kura šis darbs nebūtu iespējams ir darba vadītājs Uldis Bethers, no kura esmu iemācījies daudz vairāk nekā ir iespējams uzskaitīt, ieskaitot lietas, kas ir daudz svarīgākas par atmosfēras fiziku, piemēram, kā strādā pasaule.

Juris Senņikovs sniedza neaizstājamu atbalstu rezultātu interpretācijas jautājumos, literatūras studijās un vienādojumu pielietojumā.

Man apkārt vienmēr ir bijuši kolēģi, kas ir atbalstījuši mani pētījuma veikšanas laikā gan ar praktisku padomu, gan ar uzmundrinošu vārdu. Tie ir Anita Piliksere, Andrejs Timuhins, Pēteris Bethers, Daiga Cepīte – Frišfelde, Ilze Klints, Līga Bethere, Inese Suija, Jānis Virbulis un Andris Jakovičs, kā arī pārējie mani kolēģi VTPMML. Paldies viņiem par to, un bez viņiem šis būtu gājis grūtāk.

Ivo Vīksna sniedza man atbalstu klāstera darbības jautājumos.

Šis darbs nebūtu iespējams bez apziņas, ka par spīti faktam, ka pētījuma tēma ir salīdzinoši eksotiska, tās rezultāti, iespējams, kādam noderēs. Šeit paldies jāsaka LVĢMC un Andrim Vīksnam personīgi.

Saku paldies savai ģimenei un draugiem – Rūdolfam, Līgai, Andrejam, Edgaram, Jurim un Kristapam, bez kuru atbalsta brīvajā laikā nebūtu varējusi atgriezties pie darba nākamajā dienā.

Tā kā šī ir vienīgā vieta visā promocijas darba tekstā, kur autoram ir atļauts brīvi izteikties, tad vēlos izmantot iespēju un norādīt, ka daudz labāks darba virsraksts būtu (aizņemoties no literatūras) “Pūt vējiņi”, vai arī “Pati ar savu vēju”, kas izrādās, ka pārsteidzoši labi raksturo piekrasti.

11 IZMANTOTIE MATEMĀTISKIE SIMBOLI

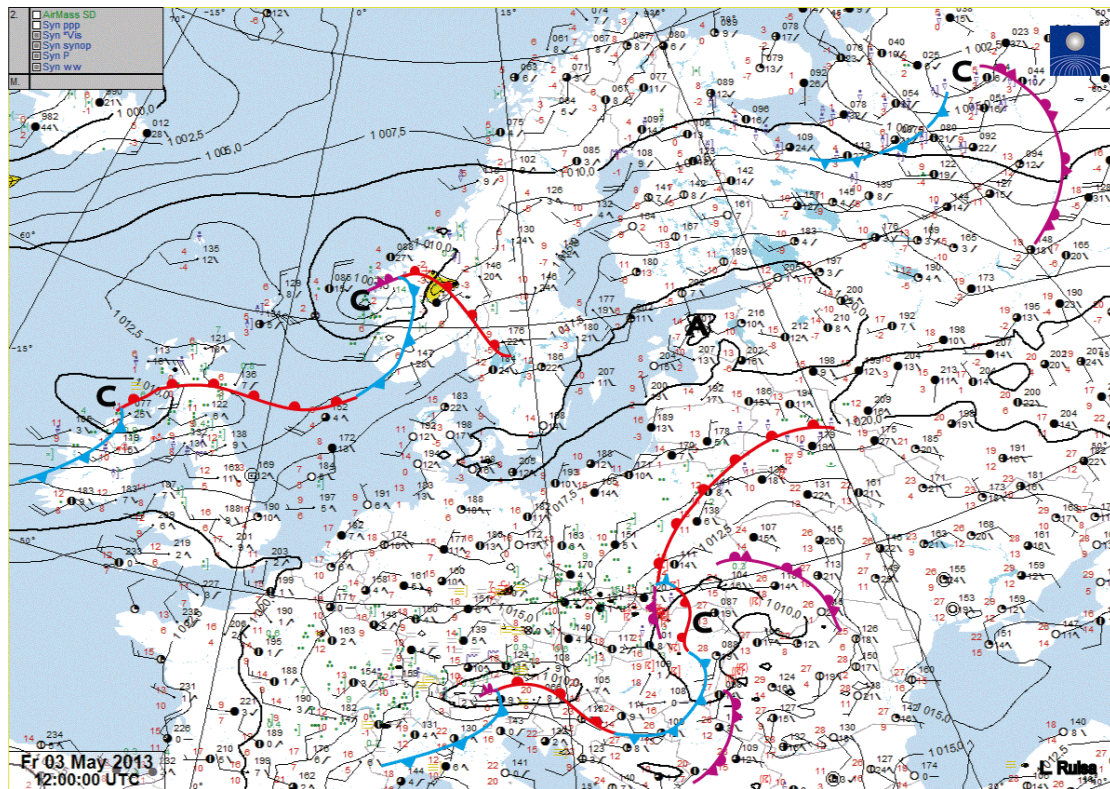
α	Gāzes īpatnējais tilpums $\alpha = 1/\rho$
a	Zemes rādiuss
β	Šķēluma veidotais leņķis ar koordinātu sistēmu
$c_{p,v}$	Gāzes siltumietilpība pie konstanta spiediena, tilpuma
f	Koriolisa parametrs,
F	Spēks
ϕ	Ģeogrāfiskais platums (<i>latitude</i>)
Φ	Ģeopotenciāls
g	Brīvās krišanas paātrinājums, 9.8 m/s ²
k	Fon Karmana konstante
L	Tipiskais horizontālais parādības mērogs
n	Reižu skaits, kad vējš ir pūtis no kāda konkrēta sektora
N	Brunta – Vaisalas frekvence (Brunt – Vaisala frequency)
p	Atmosfēras spiediens
P_d	Vēja ar virzienu d sastopamības varbūtība konkrētā punktā
ρ	Atmosfēras blīvums
R	Ideālās gāzes konstante
Ro	Rosbija skaitlis
θ	Potenciālā temperatūra
t	Laiks
T	Atmosfēras temperatūra
Ω	Zemes rotācijas leņķiskais ātrums
u	Vēja horizontālā ātruma komponente, kas orientēta rietumu – austrumu virzienā. Vējš, kas pūš no rietumiem uz austrumiem ir ar pozitīvu zīmi.
U	Tipiskās horizontālā vēja ātruma vērtības (10 ms ⁻¹)
v	Vēja horizontālā ātruma komponente, kas orientēta dienvidu - ziemeļu virzienā. Vējš, kas pūš no dienvidiem uz ziemeļiem ir ar pozitīvu zīmi
u_g, v_g	Ģeostrofiskais vējš
u_a, v_a	Aģeostrofiskais vējš
w	Vēja vertikālā komponente, pozitīva zīme ir komponentei no apakšas uz augšu.
x	Horizontālā koordināte
y	Horizontālā koordināte
z	Vertikālā koordināte, parasti augstums virs jūras līmeņa
z_0	Raupjuma garums (<i>roughness length</i>)

12 PIELIKUMI

12.1 Izmantotie saīsinājumi:

Saīsinājums	Skaidrojums
ASCAT	Advanced SCATterometer, attālinātās novērošanas (no satelīta) instruments, kas reģistrē
CLLJ	Coastal low-level jet
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecasts
ERA-Interim	Atmosfēras reanalīze, kas veikta ECMWF
FiMAR	LU VTPMML izstrādāta un uzturēta meteoroloģisko un okeanogrāfisko datu operacionālas piegādes un vizualizācijas informācijas sistēma
LLJ	Low-level jet
NWP	Numerical Weather Prediction, Skaitliskā laika prognozēšana
NWS-NCEP	National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction, ASV Meteoroloģiskais dienests un tā struktūrvienība
PBL	Planetary Boundary Layer, Planetārais robežslānis,
PZLS	Piekrastes zemo līmeņu strūkļa (Coastal low-level jet)
RJL	Rīgas jūras līcis
LU	Latvijas Universitāte
LVGMC	Latvijas Vides, Ģeoloģijas un Meteoroloģijas Centrs
UTC	Griničas laiks
VTPMML	Vides un tehnoloģisko procesu matemātiskās modelēšanas laboratorija
WRF	Weather Research and Forecast model, atmosfēras matemātiskais modelis
ZLS	Zemo līmeņu strūkļa (low-level jet)

12.2 Pielikums. LVĢMC frontālajā analizē izmantotie apzīmējumi



Ar melnajām izolīnijām attēlots atmosfēras spiediens milibāros. “A” norāda anticiklona centru, “C” – ciklona centru. Ar zilajām līnijām atzīmētas aukstās atmosfēras frontes, ar sarkanajām – siltās, ar violetajām – oklūzijas frontes.

Analīzē attēlota arī aktuālā informācija no novērojumu stacijām. Melnie punkti nozīmē pilnībā apmākušās debesis, baltie – no mākoņiem brīvas debesis. Pa kreisi no stacijas atrodama temperatūra (augstāk) un rāsas punkta temperatūra (zemāk). Karodziņš norāda vēja virzienu ātrumu, taču tas ir vērsts pretēji tam, kas fizikā tiek saprasts ar “ātruma vektoru”, proti augstāk redzamajā attēlā vējš Ventspilī ir no ziemeļiem. Pa labi no stacijas atrodamie simboli attiecas uz atmosfēras spiedienu (tā vērtība jūras līmenī milibāros, atmetot pirmo ciparu “1”, ja tāds ir) un tā izmaiņas.

Labajā apakšējā stūrī redzams sinoptiķa, kas veicis frontālo analīzi, uzvārds.

12.3 Pielikums. Potenciālās temperatūras izteiksmes izvedums

Dotie: Ideālas gāzes vienādojums 1 molam gaisa:

$$p = \rho RT \quad (1)$$

Atvasinām abas puses pēc laika, pieņemot, ka R ir konstants:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{d\rho}{dt} RT + R\rho \frac{dT}{dt} \quad (2)$$

Pārkārtojot locekļus, iespējams iegūt:

$$R \frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} - \frac{d\rho}{dt} \frac{RT}{\rho} \quad (3)$$

Īpatnējā tilpuma α definīcija:

$$\alpha = \frac{1}{\rho} \quad (4)$$

Izpildot standarta atvasināšanu:

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{d}{dt} \left(\frac{1}{\alpha} \right) = -\frac{1}{\alpha^2} \frac{d\alpha}{dt} \quad (5)$$

Pārkārtojot locekļus:

$$\frac{d\alpha}{dt} = -\alpha^2 \frac{d\rho}{dt} \quad (6)$$

Zināms, ka īpatnējās siltumietilpības saista sakarība:

$$R = c_p - c_v \quad (7)$$

$$c_v = c_p - R \quad (8)$$

Pirmais termodinamikas likums:

$$q = c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} \quad (9)$$

Ievietojot (8):

$$q = c_p \frac{dT}{dt} - R \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} \quad (10)$$

Aplūkosim izteiksmi:

$$-R \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt}$$

Aizvietojot tās pirmo locekli ar (3) un otrajā locekli ievietojot (6), iespējams iegūt:

$$-R \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + \frac{d\rho}{dt} \frac{RT}{\rho} - \alpha^2 p \frac{d\rho}{dt} \quad (11)$$

Tā kā (izdalot (1) abas puses ar ρ^2):

$$\alpha^2 p = \frac{RT}{\rho} \quad (12)$$

Izteiksme (11) reducējas uz:

$$-R \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} \quad (13)$$

Apvienojot (10) un (13) iespējams iegūt:

$$q = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} \quad (14)$$

(Markowski and Richardson 2011, izteiksme 2.5.)

Pieņemot, ka temperatūra un spiediens ir atkarīgi tikai no vertikālās koordinātes:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{dp}{dz} \frac{dz}{dt} \quad (15)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{dT}{dz} \frac{dz}{dt} \quad (16)$$

Temperatūras izmaiņu pa vertikāli iespējams izteikt kā:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{\frac{dT}{dt}}{\frac{dz}{dt}} \quad (17)$$

Adiabātiskam procesam jāizpildās $q = 0$, kas no (14) atļauj izteikt:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dt} \quad (18)$$

Ievietojot izteiksmi (18) izteiksmē (17):

$$\frac{dT}{dz} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dt} \cdot \frac{1}{\frac{dz}{dt}} \quad (19)$$

Pielietojot (15):

$$\frac{dT}{dz} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dz} \quad (20)$$

Izmantojot hidrostatisko tuvinājumu:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (21)$$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \quad (22)$$

No izteiksmes (1) izteiksim α :

$$\frac{1}{\rho} = \frac{RT}{p} \quad (23)$$

Uzdosim jautājumu: Pieņemsim, ka pie zemes virsmas atmosfēras spiedens ir p_0 . Patvaļīgā augstumā atmosfērai dots spiediens p , un temperatūra T . Adiabātiski pārvietojot šo gaisa masu no uzdotā augstuma līdz zemes virsmai, kāds būs tās gala temperatūra θ ?

Izmantojot izteiksmi (14), kur $q = 0$:

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} \quad (24)$$

$$\frac{RT}{p} \frac{dp}{dz} \frac{dz}{dt} = c_p \frac{dT}{dz} \frac{dz}{dt} \quad (25)$$

$$\frac{RT}{p} \frac{dp}{dz} = c_p \frac{dT}{dz} \quad (26)$$

$$\frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} = \frac{dT}{T} \quad (27)$$

Tā kā $p < p_0$, izpildot integrēšanu:

$$\frac{R}{c_p} \int_p^{p_0} \frac{dp}{p} = \int_T^\theta \frac{dT}{T} \quad (28)$$

$$\frac{c_p}{R} (\ln p_0 - \ln p) = \ln \theta - \ln T \quad (29)$$

$$\left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{c_p}{R}} = \frac{\theta}{T} \quad (30)$$

Lielumu θ (Markowski and Richardson 2011, izteiksme 2.7.):

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{c_p}{R}} \quad (31)$$

sauc par potenciālo temperatūru. Tā mērvienības ir K, jo izteiksme tiek rakstīta vienam molam vielas:

$$[c_p] = \frac{J}{K}$$
$$[R] = \frac{J}{mol \cdot K}$$

12.4 Pielikums. Termālā vēja sakarības izvedums spiediena koordinātās.

Termālā vēja izmaiņas vienādojums.

Vispirms, ir nepieciešams ieviest spiedienu kā vertikālo koordināti. Spiediena pielietojumamība šim mērķim saistās ar hidrostatisko vienādojumu:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho \cdot g \quad (1)$$

Būtu nepieciešams noskaidrot, kā izteikt spiediena gradientu $\frac{dp}{dx}$ šajā gadījumā:

$$\left(\frac{dp}{dx}\right)_z = -\left(\frac{dp}{dz}\right)_x \cdot \left(\frac{dz}{dx}\right)_p \quad (2)$$

Izmantojot hidrostatisko vienādojumu (1):

$$\left(\frac{dp}{dx}\right)_z = \rho \cdot g \cdot \left(\frac{dz}{dx}\right)_p \quad (3)$$

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{dp}{dx}\right)_z = g \cdot \left(\frac{dz}{dx}\right)_p \quad (4)$$

Ieviešam ģeopotenciālu Φ . Tā kā esam pārgājuši uz spiediena koordinātēm, tad ģeopotenciāls ir veids kā aprakstīt p un z savstarpējo sakarību.

$$\nabla\Phi = \vec{g}; \quad d\Phi = g \cdot dz \quad (5)$$

Tādā gadījumā spiediena gradientu ir iespējams aizstāt ar ģeopotenciāla gradientu pie konstanta p :

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{dp}{dx}\right)_z = \left(\frac{d\Phi}{dx}\right)_p \quad (6)$$

Ģeostrofiskā vēja izteiksme, izteikta ar z vertikālo koordināti ir:

$$f v_g = \frac{1}{\rho} \left(\frac{dp}{dx}\right)_z \quad (7)$$

$$v_g = \frac{1}{f} \left(\frac{d\Phi}{dx}\right)_p \quad (8)$$

Atvasinot abas puses pēc p:

$$\frac{dv_g}{dp} = \frac{d}{dp} \left(\frac{1}{f} \left(\frac{d\Phi}{dx} \right)_p \right) = \frac{1}{f} \frac{d}{dx} \left(\frac{d\Phi}{dp} \right) \quad (9)$$

Tagad nepieciešams noskaidrot, kā izteikt $\frac{d\Phi}{dp}$. Lai to izdarītu, nepieciešams apvienot izteiksmes (5) un (1):

$$d\Phi = g \cdot dz = -\frac{1}{\rho} dp \quad (10)$$

Tā kā no ideālā gāzu likuma

$$p = \rho R_d T \quad (11)$$

$$d\Phi = -\frac{1}{\rho} dp = -\frac{R_d T}{p} dp \quad (12)$$

Atgriezoties pie izteiksmes (9):

$$\frac{dv_g}{dp} = \frac{1}{f} \frac{d}{dx} \left(\frac{d\Phi}{dp} \right) = \frac{1}{f} \frac{d}{dx} \left(-\frac{R_d T}{p} \right) = -\frac{R_d}{fp} \left(\frac{dT}{dx} \right)_p \quad (13)$$

Būtu nepieciešams kreisajā pusē pāriet no p koordinātas uz z koordinātu:

$$\frac{dv_g}{dp} = \frac{dv_g}{dz} \cdot \frac{dz}{dp} \quad (14)$$

Atkal izmantojot hidrostatisko vienādojumu:

$$\frac{dv_g}{dp} = \frac{dv_g}{dz} \cdot \frac{dz}{dp} = \frac{dv_g}{dz} \cdot \left(-\frac{1}{g\rho} \right) = -\frac{R_d}{fp} \left(\frac{dT}{dx} \right)_p \quad (15)$$

Pārnesot visus lielumus, kas nesatur atvasinājumus uz labo pusi, un pielietojot ideālās gāzes vienādojumu (11) iegūst:

$$\frac{R_d}{fp} \cdot \frac{\rho}{g} = \frac{gR_d p}{fpR_d T} = \frac{g}{fT} \quad (16)$$

Vai arī

$$\frac{dv_g}{dz} = \frac{g}{fT} \left(\frac{dT}{dx} \right)_p \quad (15)$$

12.5 Pielikums. Ģeostrofiskā vēja izteiksmes ekvivalence potenciālajai un absolūtajai temperatūrai.

Ģeostrofiskā vēja izteiksme (2.18):

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1)$$

Izsakot temperatūru T no izteiksmes (2.3):

$$T = \theta \left(\frac{p_0}{p} \right)^{-\frac{c_p}{R}} \quad (2)$$

Ģeostrofisko vēju aprēķina uz konstanta spiediena virsmām, tāpēc var rakstīt:

$$\frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{1}{\theta \left(\frac{p_0}{p} \right)^{-\frac{c_p}{R}}} \frac{\partial}{\partial x} \theta \left(\frac{p_0}{p} \right)^{-\frac{c_p}{R}} = \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x}, \quad (3)$$

kur p ir konstants.