

Iris-Elena RĂDUCANU Georgeta BANDOC Mircea DEGERATU

CERCETAREA STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC

**EXPLORARE CU SODAR, LEGI DE DESCRIERE,
MODELARE FIZICĂ**



București, 2025

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României

RĂDUCANU, IRIS-ELENA

Cercetarea stratului limită atmosferic : explorare cu sodar, legi de descriere, modelare fizică / Iris-Elena Răducanu, Georgeta Bandoc, Mircea Degeratu. - București : Editura Academiei Oamenilor de Știință din România : Editura Tehnică, 2025

Conține bibliografie

ISBN 978-630-6518-51-7

ISBN 978-973-31-2423-8

I. Bandoc, Georgeta

II. Degeratu, Mircea

52

55

PREFAȚĂ

Stratul limită atmosferic este un caz particular al stratului limită care reprezintă zona din domeniul de mișcare a unui fluid în care se resimte influența frontierei cu care fluidul vine în contact. Atunci când frontiera corespunde unei suprafețe solide, ca în cazul stratului limită atmosferic de deasupra suprafeței terestre, conform proprietății de adeziune, se formează la contactul cu suprafața solidă un strat foarte subțire de fluid care ia viteza acesteia. Când frontiera separă două fluide între care există inițial discontinuitate de viteză, ca în cazul stratului limită atmosferic la suprafața apei, la nivelul ei se produce schimb de masă, prin generarea de vârtejuri.

Astfel, stratul limită atmosferic reprezintă acea zonă din atmosfera terestră în care se resimte influența suprafeței Pământului atât din punct de vedere dinamic cât și din punct de vedere termic. În acest strat au loc importante fenomene aerodinamice legate de interacțiunea atmosferei cu suprafața solului sau apei, interacțiuni care conduc la apariția de perturbații meteorologice și care apoi, prin mecanismele de transport turbulent, sunt propagate în zona exterioară stratului limită atmosferic numită și atmosferă liberă.

Cartea de față este structurată pe cinci capitole, după cum urmează.

Capitolul 1 se referă la prezentarea unor elemente generale privind caracteristicile dinamice ale stratului limită atmosferic.

Capitolul 2 este consacrat explorării stratului limită atmosferic cu sistemul SODAR și reprezentării grafice a repartiției vitezei locale și a vitezei de forfecare pe grosimea stratului limită atmosferic, cu valori obținute prin măsurători

Capitolul 3 urmărește caracterizarea statistică detaliată și modelarea distribuției parametrilor vântului, pe baza datelor obținute cu echipamentul SODAR în condiții de instabilitate meteorologică asociată avertizărilor de tip cod galben și cod portocaliu.

Capitolul 4 prezintă o serie de legi care descriu repartiția vitezei locale pe grosimea stratului limită atmosferic, așa cum sunt legea logaritmică a lui Prandtl, legea puterii a lui Davenport și alte câteva legi specifice stratului limită atmosferic dezvoltat deasupra mării

Capitolul 5 este destinat simulării în tunel aerodinamic a stratului limită atmosferic, atât în tunele aerodinamice cu venă experimentală scurtă cât și în tunele aerodinamice cu venă experimentală lungă, cu modelarea atât a profilului de viteză locală medie temporală cât și a profilului de intensitate adimensională a turbulenței.

Prezenta carte se adresează studenților, masteranzilor și doctoranzilor de la facultățile de Instalații și Hidrotehnică din Universitatea Tehnică de Construcții București, care au ca disciplină de studiu Ingineria vântului precum și studenților de la Facultatea de Fizică și Facultatea de Geografie din Universitatea București, care studiază fenomene specifice fizicii stratului limită atmosferic.

De asemenea, lucrarea se dorește a fi utilă unei largi categorii de specialiști în fizica atmosferei, meteorologiei, oceanografiei, ingineriei vântului, aerodinamicii urbane etc., cadre didactice, cercetători sau proiectanți, care au preocupări științifice legate de mișcarea aerului din zona stratului limită atmosferic.

Autorii

Cuprins

PREFAȚĂ.....	3
1. CURGEREA AERULUI ÎN STRATUL LIMITĂ ATMOSFERIC	9
1.1. CARACTERISTICI GENERALE ALE VÂNTULUI DE GRADIENT ȘI ECHILIBRUL FORȚELOR DETERMINANTE ÎN EXTERIORUL ȘI INTERIORUL STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC.....	10
1.2. ELEMENTE GENERALE PRIVIND MIȘCAREA MEDIE DIN STRATUL LIMITĂ ATMOSFERIC. VITEZA STANDARD.....	11
1.3. CARACTERISTICILE STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC. TIPURI DE STRAT LIMITĂ ATMOSFERIC	11
1.3.1. <i>Stratul limită atmosferic neutru</i>	13
1.3.2. <i>Stratul limită atmosferic instabil</i>	13
1.3.3. <i>Stratul limită atmosferic stabil</i>	14
2. EXPLORAREA STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC CU SISTEMUL SODAR.....	15
2.1. SISTEMUL SODAR.....	15
2.1.1. <i>Modul de funcționare a sistemelor Sodar</i>	16
2.1.2. <i>Tipuri de sisteme SODAR</i>	16
2.1.3. <i>Limitele sistemului Sodar</i>	17
2.1.4. <i>Sisteme SODAR comerciale</i>	18
2.2. TESTE EFECTUATE CU ECHIPAMENTUL SODAR PRIVIND CÂMPUL DE VITEZE DIN STRATUL LIMITĂ ATMOSFERIC.....	19
2.2.1. <i>Teste efectuate cu echipamentul SODAR în zile cu cod galben</i>	19
2.2.2. <i>Teste efectuate cu echipamentul SODAR în zile cu cod portocaliu</i>	33
2.2.3. <i>Prelucrarea datelor obținute cu echipamentul SODAR în zile cu cod galben</i>	52
2.2.4. <i>Prelucrarea datelor obținute cu echipamentul SODAR în zile cu cod portocaliu</i>	57
2.2.5. <i>Prelucrarea datelor obținute cu echipamentul SODAR în zile cu cod galben și portocaliu</i>	62
3. ANALIZA STATISTICĂ ȘI MODELAREA DISTRIBUȚIEI PARAMETRILOR VÂNTULUI OBȚINUȚI CU ECHIPAMENTUL SODAR	68
3.1. ANALIZA DISTRIBUȚIEI ȘI A FUNCȚIILOR DE REPARTIȚIE PENTRU VITEZA VÂNTULUI LA CODUL GALBEN	68
3.1.1. <i>Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartitie pentru viteza vântului înainte de cod galben</i>	68
3.1.2. <i>Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartitie pentru viteza vântului în cod galben</i>	70
3.1.3. <i>Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartitie pentru viteza vântului după cod galben</i>	72
3.2. DIAGNOSTICAREA ȘI VALIDAREA MODULUI DE DISTRIBUȚIE A VITEZEI VÂNTULUI LA CODUL GALBEN	74
3.2.1. <i>Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului înainte de cod galben</i>	74
3.2.2. <i>Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului în cod galben</i>	75

3.2.3. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului după cod galben	77
3.3. ANALIZA DESCRIPTIVĂ NUMERICĂ ȘI GRAFICĂ A VITEZEI VÂNTULUI PENTRU CODUL GALBEN	78
3.4. MODELAREA 3D ȘI ANALIZA DE REGRESIE A VITEZEI VÂNTULUI ÎN FAZELE CODULUI GALBEN	80
3.5. ANALIZA VARIAȚIEI ȘI TESTAREA DIFERENȚELOR SEMNIFICATIVE ÎNTRE FAZELE CODULUI GALBEN PENTRU VITEZA VÂNTULUI - ANOVA ȘI TYKEY HSD	81
3.6. ANALIZA DISTRIBUȚIEI ȘI A FUNCȚIILOR DE REPARTIȚIE PENTRU VITEZA VÂNTULUI DE FORFECARE LA CODUL GALBEN	82
3.6.1. Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartiție pentru viteza vântului de forfecare înainte de cod galben	82
3.6.2. Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartiție pentru viteza vântului de forfecare în cod galben	84
3.6.3. Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartiție pentru viteza vântului de forfecare după cod galben	86
3.7. DIAGNOSTICAREA ȘI VALIDAREA MODULUI DE DISTRIBUȚIE A VITEZEI VÂNTULUI DE FORFECARE PENTRU CODUL GALBEN	88
3.7.1. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului de forfecare înainte de cod galben	88
3.7.2. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului de forfecare în cod galben	89
3.7.3. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului de forfecare după cod galben	90
3.8. ANALIZA DESCRIPTIVĂ NUMERICĂ ȘI GRAFICĂ A VITEZEI VÂNTULUI DE FORFECARE PENTRU COD GALBEN	92
3.9. MODELAREA 3D ȘI ANALIZA DE REGRESIE A VITEZEI VÂNTULUI DE FORFECARE ÎN FAZELE CODULUI GALBEN	94
3.10. ANALIZA VARIAȚIEI ȘI TESTAREA DIFERENȚELOR SEMNIFICATIVE ÎNTRE FAZELE CODULUI GALBEN PENTRU VITEZA VÂNTULUI DE FORFECARE ANOVA ȘI TYKEY HSD	95
3.11. ANALIZA DISTRIBUȚIEI ȘI A FUNCȚIILOR DE REPARTIȚIE PENTRU VITEZA VÂNTULUI LA CODUL PORTOCALIU	96
3.11.1. Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartiție pentru viteza vântului înainte de cod portocaliu	96
3.11.2. Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartiție pentru viteza vântului în cod portocaliu	97
3.11.3. Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartiție pentru viteza vântului după cod portocaliu	99
3.12. DIAGNOSTICAREA ȘI VALIDAREA MODULUI DE DISTRIBUȚIE A VITEZEI VÂNTULUI PENTRU CODUL PORTOCALIU	101
3.12.1. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului înainte de cod portocaliu	101
3.12.2. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului în cod portocaliu	102
3.12.3. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului după cod portocaliu	104
3.13. ANALIZA DESCRIPTIVĂ NUMERICĂ ȘI GRAFICĂ A VITEZEI VÂNTULUI PENTRU CODUL PORTOCALIU	105
3.14. MODELAREA 3D ȘI ANALIZA DE REGRESIE A VITEZEI VÂNTULUI ÎN FAZELE CODULUI PORTOCALIU	108

3.15. ANALIZA VARIAȚIEI ȘI TESTAREA DIFERENȚELOR SEMNIFICATIVE ÎNTRE FAZELE CODULUI PORTOCALIU PENTRU VITEZA VÂNTULUI - ANOVA ȘI TYKEY HSD	109
3.16. ANALIZA DISTRIBUȚIEI ȘI A FUNCȚIILOR DE REPARTIȚIE PENTRU VITEZA VÂNTULUI DE FORFECARE PENTRU CODUL PORTOCALIU	109
3.16.1. Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartitie pentru viteza vântului de forfecare înainte de cod portocaliu	109
3.16.2. Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartitie pentru viteza vântului de forfecare în cod portocaliu	111
3.16.3. Alegerea distribuției și construcția funcțiilor de repartitie pentru viteza vântului de forfecare după cod portocaliu	113
3.17. DIAGNOSTICAREA ȘI VALIDAREA MODULUI DE DISTRIBUȚIE A VITEZEI VÂNTULUI DE FORFECARE PENTRU CODUL PORTOCALIU	115
3.17.1. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului de forfecare înainte de cod portocaliu	115
3.17.2. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului de forfecare în cod portocaliu	116
3.17.3. Verificarea concordanței între modelul teoretic și datele empirice pentru viteza vântului de forfecare după cod portocaliu	118
3.18. ANALIZA DESCRIPTIVĂ NUMERICĂ ȘI GRAFICĂ A VITEZEI VÂNTULUI DE FORFECARE PENTRU CODUL PORTOCALIU	119
3.19. MODELAREA 3D ȘI ANALIZA DE REGRESIE A VITEZEI VÂNTULUI DE FORFECARE ÎN FAZELE CODULUI PORTOCALIU	121
3.20. ANALIZA VARIAȚIEI ȘI TESTAREA DIFERENȚELOR SEMNIFICATIVE ÎNTRE FAZELE CODULUI PORTOCALIU PENTRU VITEZA VÂNTULUI DE FORFECARE.....	122
 4. LEGI DE APROXIMARE A DISTRIBUȚIILOR DE VITEZĂ LOCALĂ MEDIE TEMPORALĂ ÎN STRATUL LIMITĂ ATMOSFERIC	124
4.1. MODELUL SPIRALA EKMAN	126
4.2. MODELUL STRATULUI LIMITĂ TURBULENT EKMAN	127
4.3. LEGEA LOGARITMICĂ GENERALĂ (LEGEA LUI PRANDTL)	131
4.4. LEGEA PUTERII (LEGEA LUI DAVENPORT)	139
4.5. STABILIREA RELAȚIILOR DE LEGĂTURĂ ÎNTRE PROFILELE DE VITEZĂ MEDIE CORESPUNZĂTOARE DIFERITELOR RUGOZITĂȚI ALE TERENULUI	143
4.6. LEGI SPECIALIZATE PENTRU DESCRIEREA PROFILULUI DE VITEZĂ MEDIE ÎN ZONA STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC DE DEASUPRA MĂRII	145
4.6.1. Legea logaritmică a lui SCHLICHTING	146
4.6.2. Legea logaritmică a lui SUZANNE	153
 5. MODELAREA STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC ÎN TUNEL AERODINAMIC.....	157
5.1. DATE GENERALE PRIVIND METODA MODELĂRII, ÎN TUNEL AERODINAMIC CU STRAT LIMITĂ, PENTRU FENOMENELE DE INGINERIA VÂNTULUI	157
5.2. SIMULAREA STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC DINAMIC ÎN TUNEL AERODINAMIC CU STRAT LIMITĂ.....	162
5.2.1. Simularea stratului limită atmosferic în tunele aerodinamice cu venă scurtă (tunele aerodinamice cu strat limită dinamic artificial)	164
5.2.2. Simularea stratului limită atmosferic în tunele aerodinamice cu vena lungă (tunele aerodinamice cu strat limită dinamic natural)	169

5.3. SIMULAREA STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC DINAMIC ȘI TERMIC ÎN TUNEL AERODINAMIC METEOROLOGIC.....	176
5.3.1. Considerații generale privind similitudinea aferentă curgerilor din stratul limită atmosferic	177
5.3.2. Similitudinea caracteristicilor mișcării medii din stratul limită atmosferic.....	183
5.3.3. Similitudinea caracteristicilor de turbulență pentru mișcările din stratul limită atmosferic	188
5.3.4. Exemplu de modelare a poluării atmosferice în tunel aerodinamic cu strat limită, meteorologic	189
5.4. TUNELE AERODINAMICE CARE PERMIT SIMULAREA STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC, UTILIZATE ÎN INGINERIA VÂNTULUI	192
5.4.1. Tunelul aerodinamic cu strat limită ca instrument de cercetare în ingineria vântului.....	193
5.4.2. Domeniile ingineriei vântului care necesită cercetări în tunel aerodinamic cu strat limită	194
5.4.3. Prezentarea câtorva tunele aerodinamice cu strat limită atmosferic simulat.....	195

CURGEREA AERULUI ÎN STRATUL LIMITĂ ATMOSFERIC

Stratul limită atmosferic (SLA) este definit ca fiind o parte din stratul atmosferic, aflată în vecinătatea uscatului sau apei, în care se simte puternic influența dinamică și termică a acestora asupra mișcării aerului. Deasupra stratului limită atmosferic se află zona exterioară stratului limită atmosferic, numită și atmosfera liberă, în care câmpurile mărimilor meteorologice sunt determinate de mișcarea aerului la scară mare. Stratul limită atmosferic este o formațiune micrometeorologică în care curgerea aerului este aproape totdeauna turbulentă (Borșan, 2011; Ahrens, 2011). Deasupra stratului limită atmosferic, turbulența la scară redusă nu se manifestă decât intermitent (Palmen și Newton, 1969; Degeratu, 2002).

Structura stratului limită atmosferic poate fi complexă și variabilă (Stull, 1988; Oke, 1988; Sorbjan, 1989; Garratt, 1992), iar înălțimea acestuia este deseori folosită pentru a caracteriza extinderea pe verticală a amestecului din stratul limită și nivelul la care are loc schimbul cu troposfera liberă (Bhumralkar, 1976; Seibert și alții, 2000; Madeiros și alții, 2005).

Grosimea δ a stratului limită atmosferic depinde de valoarea vitezei medii a vântului din atmosfera liberă, de stratificarea verticală a temperaturii, de dimensiunile, forma și repartiția rugozității terenului (Degeratu și alții, 2010). După unii cercetători, grosimea stratului limită atmosferic poate fi considerată ca egală cu altitudinea la care fluxurile turbulente verticale medii devin neglijabile (Bandoc și alții, 2018). Aceste fluxuri descresc, mai mult sau mai puțin monoton, începând de la suprafața solului (Bandoc, 2005).

Stratul limită atmosferic se caracterizează, în principal, printr-o creștere a vitezei medii a vântului de la valoarea zero la suprafața terenului sau apei, la valoarea vitezei aerului existentă în atmosfera liberă și printr-o schimbare a direcției vântului odată cu creșterea altitudinii, determinată de forța deviatoare Coriolis datorată rotației Pământului (Monin, 1970; Drăghici, 1988; Kaimal și Finnigan, 1994).

Partea inferioară a stratului limită atmosferic care vine în contact direct cu suprafața uscatului sau a mării, se numește *strat limită de suprafață* (SLS). Acesta se caracterizează prin valori relativ mari ale variațiilor verticale ale mărimilor fizice ce caracterizează acest strat.

1.1. CARACTERISTICI GENERALE ALE VÂNTULUI DE GRADIENT ȘI ECHILIBRUL FORȚELOR DETERMINANTE ÎN EXTERIORUL ȘI INTERIORUL STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC

După cum este bine cunoscut, vântul este o mișcare a maselor de aer, cvasiparalelă cu suprafața uscatului sau a mării, cauza principală a apariției vântului fiind gradientul orizontal de presiune (gradientul baric orizontal). După cum se cunoaște, asupra masei de aer pusă în mișcare, inițial după normala la izobare, sub acțiunea *forței de gradient*, va acționa o forță deviatoare datorată rotației Pământului (*forță deviatoare Coriolis*), care va face ca vântul să bată în lungul izobarelor (în emisfera nordică vântul este deviat către dreapta). Dacă se ține cont de curbura traiectoriilor particulelor (curbura izobarelor), în echilibrul forțelor trebuie introdusă și *forța centrifugă*. Este cazul *vântului geociclostrofic*.

De asemenea, ținând cont de împărțirea convențională a curentului de aer atmosferic în cele două subdomenii (*zona exterioară stratului limită atmosferic* sau *atmosfera liberă* și *zona stratului limită atmosferic*), precum și de faptul că în zona stratului limită atmosferic se concentrează toate eforturile tangențiale de frecare, la echilibrul forțelor din această zonă a vântului, în care se manifestă deci frecarea, trebuie introdusă și *forța de frecare*. Astfel, în zona stratului limită atmosferic numită și *zona vântului cu frecare*, frecările influențează semnificativ mișcarea aerului în stratul inferior al acestuia (stratul limită de suprafață) (Sorbjan, 1989; Stull, 2012). Efectele acestor frecări scad odată cu creșterea altitudinii, în timp ce forța deviatoare Coriolis este mai redusă în stratul de suprafață și crește odată cu creșterea altitudinii. La altitudini egale cu grosimea stratului limită atmosferic, frecările nu mai influențează în mod semnificativ mișcarea aerului, iar devierea datorată rotației Pământului devine maximă, vectorul vitezei V_{gr} fiind orientat după direcția izobarelor (fig. 1.1)

Vântul din zona exterioară stratului limită atmosferic (din atmosfera liberă), având denumirea generală de *vânt de gradient*, este supranumit *vânt geostrofic* (G), pentru situațiile barice ideale caracterizate de izobare rectilinii și *vânt geociclostrofic* (V_{gr}) pentru situațiile barice reale caracterizate de izobare curbilinii unde, în echilibrul forțelor trebuie introdusă și forța centrifugă (Degeratu și Bandoc, 2001).

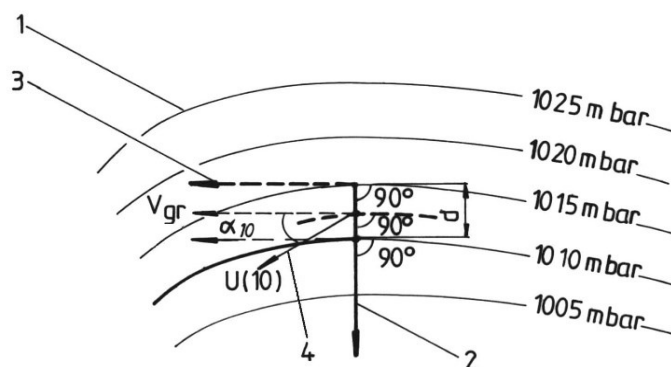


Fig. 1.1. Orientarea vectorului vitezei $U(10)$ în raport cu vectorul vitezei V_{gr} :

1 – izobara; 2 – direcția și sensul gradientului baric orizontal; 3 – viteza vântului de gradient V_{gr} (în exteriorul SLA); 4 – viteza vântului în zona SLA,

la $z = 10\text{ m}$, $U(10)$

1.2. ELEMENTE GENERALE PRIVIND MIȘCAREA MEDIE DIN STRATUL LIMITĂ ATMOSFERIC. VITEZA STANDARD

Vântul cu frecare observat și măsurat prin viteza medie în vecinătatea suprafeței uscatului sau a mării se deosebește de vântul de gradient din exteriorul stratului limită atmosferic. Datorită faptului că acționează în stratul limită atmosferic, vântul cu frecare este mai slab decât cel de gradient (V_{gr} sau G) și va suferi o deviere mai mică decât acesta în raport cu direcția gradientului baric orizontal, vectorii viteză $U(z)$ de la altitudinea curentă z , traversând izobarele. Aprecierea acestei devieri a vântului cu frecare $U(z)$ se face pe baza unghiului α măsurat între tangenta la izobare și direcția de acțiune a vântului.

În acord cu practica metodologică din domeniu, se utilizează o viteză a vântului standard $U(10)$, măsurată la înălțimea $z=10$ m față de suprafața terenului, viteză importantă în definirea repartiției verticale a vitezei medii (Bandoc, 2005). În afară de viteza standard $U(10)$, la definirea profilului de viteză medie temporală din stratul limită atmosferic se mai utilizează și viteza vântului de gradient (V_{gr} sau G).

Vectorul viteză $U(10)$ face un unghi α_{10} cu vectorul vitezei vântului de gradient notat cu V_{gr} (fig. 1.1). Valoric, acest unghi, dependent de gradul de stabilitate atmosferică și de mărimea vitezei vântului de gradient de la o anumită latitudine, se încadrează în domeniul $5^{\circ} \dots 25^{\circ}$. În cazul ideal, pentru o situație barică cvasistaționară, în stratul limită atmosferic de deasupra uscatului sau mării, intensitatea vitezei vântului va fi influențată de altitudinea z în raport cu suprafața terenului sau suprafața de repaus a mării, direcția sa de acțiune nefiind influențată.

Determinarea indirectă a vitezei $U(10)$, pe baza hărților sinoptice ce conțin distribuția plană a izobarelor medii de pe o anumită zonă geografică, este posibilă pentru orice punct. Spre exemplu, pentru spațiul Mării Negre situat în jurul latitudinii nordice medii de 44° , evaluarea rapidă a vitezei $U(10)$ se poate face utilizând nomograma din figura 1.2 și harta sinoptică 1:10000, cu echidistanța izobarelor de 5 mbar. Caracterul expeditiv al calculului este conturat și de faptul că, în abscisa graficului din figura 1.2 valoarea lui d în mm reprezintă distanța corespunzătoare punctului considerat dintre două izobare consecutive ale hărții sinoptice de lucru (fig. 1.2) (Degeratu și Bandoc, 2001).

1.3. CARACTERISTICILE STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC. TIPURI DE STRAT LIMITĂ ATMOSFERIC

În general, toate activitățile omului sunt influențate de mișcările atmosferice. Aceste mișcări atmosferice influențate de către suprafața Pământului au loc într-un strat atmosferic cuprins între suprafața solului și circa 1000 m altitudine, sau mai mult, numit strat limită atmosferic.

Suprafața Pământului exercită asupra aerului în mișcare o forță orizontală de frecare al cărui efect este întârzierea curgerii. Acest efect este propagat prin mecanism turbulent în întregul strat limită atmosferic.

Grosimea stratului limită atmosferic, care poate fi stabilită doar în mod convențional, variază, în cazul curenților cu stratificare neutră, de la câteva sute de metri la câțiva kilometri, depinzând de rugozitatea solului, intensitatea vântului și unghiul de latitudine.

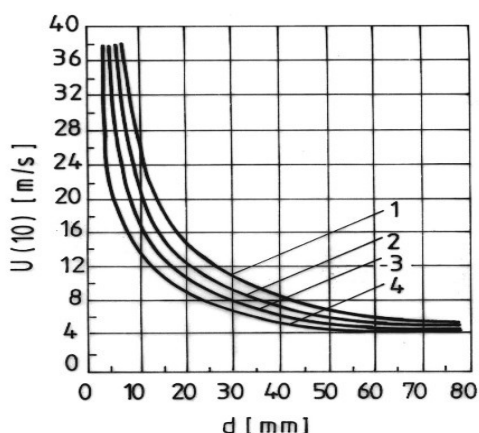


Fig. 1.2. Evaluarea vitezei vântului $U(10)$ din stratul limită atmosferic de pe litoralul românesc al Mării Negre: 1 – iarna, $\alpha_{10} = 5^0$; 2 – toamna, $\alpha_{10} = 10^0$; 3- primăvara, $\alpha_{10} = 15^0$; 4 – vara, $\alpha_{10} = 25^0$

În zona stratului limită atmosferic se localizează eforturile tangențiale, având ca efect variația vitezei. Astfel, în interiorul stratului limită atmosferic viteza vântului crește cu înălțimea, iar viteza la limita superioară a stratului limită atmosferic, numită viteza vântului de gradient, este egală cu viteza vântului în zona atmosferei libere (din exteriorul stratului limită atmosferic), deci fie cu viteza vântului geostrofic G , fie cu viteza vântului geociclostrofic V_{gr} .

În zona exterioară stratului limită atmosferic, viteza vântului se consideră aproximativ constantă ca mărime și având direcția în lungul izobarelor în cazul vântului geostrofic și tangentă la izobare în cazul vântului geociclostrofic.

Stratul limită atmosferic se poate subdivida în două zone: prima în apropierea solului, denumită *strat de suprafață*, cu o grosime de ordinul a zeci de metri și a doua, deasupra primei zone, denumită *strat de tranziție* care se întinde până la limita superioară a stratului limită atmosferic. În stratul de suprafață se manifestă puternic eforturile de frecare și fluxul vertical de căldură. În stratul de tranziție se manifestă în plus, în afara eforturilor de frecare, fluxul de căldură și forțele Coriolis a căror influență în stratul de suprafață este neglijabilă. Parametrii ce caracterizează stratul limită atmosferic sunt variația verticală de viteză, gradientul vertical de temperatură precum și caracteristicile turbulenței atmosferice (Degeratu, 2002).

Se vor prezenta probleme legate de studiul mișcării în interiorul stratului limită atmosferic, respectiv de vântul din stratul limită atmosferic. Astfel, vor fi expuse rezultate teoretice și experimentale privind profilele de viteză medie, relații între vitezele vântului pentru diferite regimuri de rugozitate și câteva elemente de turbulență atmosferică.

În ceea ce privește profilul vitezei vântului în stratul limită atmosferic, se au în vedere atât condițiile neutre, caracterizate printr-o stratificare termică adiabatică, cât și

condițiile diabatice cu urmărirea efectului stratificării termice, diferite de cea adiabatică, asupra profilului de viteză medie din stratul limită atmosferic.

Procesele turbulente implicate în repartiția pe verticală a vitezei locale medii temporale a vântului din interiorul stratului limită atmosferic, reflectă natura stratului limită și curgerea însăși, energia cinetică turbulentă fiind suplimentată prin energia cinetică a mișcării medii a curentului. Această mișcare turbulentă poartă numele de *turbulență dinamică* sau *turbulență izotropică*. Aceasta semnifică faptul că pulsațiile vitezei instantanee sunt de același ordin de mărime pentru toate componentele vitezei locale instantanee din curentul de aer turbulent aferent stratului limită.

În cazul în care stratificarea termică din stratul limită atmosferic nu este indiferentă (neutră) ci instabilă sau stabilă, intervin forțele ascensionale (convective) care influențează componentele vitezelor locale verticale. Acestea conduc la apariția așa numitei *turbulențe termice* care, suprapusă peste turbulența dinamică, conduce la apariția unei turbulențe specifice curgerilor din stratul limită cu stratificare termică instabilă sau stabilă numită *turbulență anizotropică*, aceasta influențând profilul vitezei vântului din zona stratului limită atmosferic.

Ținând cont de rolul pe care îl au forțele convective (ascensionale) sau semnul fluxului de căldură la suprafața Pământului, se disting trei tipuri de strat limită atmosferic: neutru, instabil și stabil.

1.3.1. Stratul limită atmosferic neutru

În cazul *stratului limită atmosferic neutru*, temperatura la suprafața Pământului este egală cu temperatura aerului aflat imediat deasupra, iar fluxul de căldură la suprafață este egal cu zero. În acest caz, mișcarea turbulentă a aerului este de natură pur dinamică.

În apropierea suprafeței Pământului, pe o distanță pe verticală de câțiva zeci de metri, viteza vântului nu-și modifică practic direcția deoarece forțele de presiune și forța deviatoare Coriolis sunt neglijabile în raport cu forțele de frecare. Această parte a stratului limită atmosferic se numește *strat limită de suprafață* (SLS). Modulul vectorului viteză a vântului crește cu altitudinea după o lege ce poate fi aproximată foarte bine cu o lege logaritmică. Deasupra stratului de suprafață, forțele Coriolis devin importante și vectorul viteză a vântului își modifică direcția pe măsură ce altitudinea crește. Rotirea totală a vectorului viteză pe întreaga grosime a stratului limită atmosferic este de circa 20° . Valoarea vitezei vântului continuă să crească deasupra stratului de suprafață și, la limita superioară a stratului limită atmosferic, viteza vântului atinge ca modul și ca direcție, viteza vântului geostrofic (pentru cazul izobarelor considerate rectilinii) din atmosfera liberă (zona exterioară stratului limită atmosferic).

1.3.2. Stratul limită atmosferic instabil

Acest tip de strat limită ia naștere atunci când temperatura suprafeței Pământului este mai mare decât temperatura aerului situat imediat deasupra, iar fluxul de căldură, la suprafață, este orientat, pe verticală, în sus. Aerul din stratul limită participă la o mișcare turbulentă intensă, rezultată din suprapunerea turbulenței de origine termică peste turbulența dinamică. Aerul din strat este puternic amestecat, iar mărimile care-l caracterizează (viteză, temperatură, densitate etc.) tind să se uniformizeze pe verticală, excepție făcând o zonă din apropierea solului unde turbulența este inhibată.

În *stratul limită atmosferic instabil* se disting trei zone pe verticală:

- *stratul de suprafață*, având grosimea de câțiva zeci de metri, caracterizat de un gradient adiabatic uscat și de o frânare puternică a vitezei vântului prin manifestarea puternică a eforturilor de frecare;
- *stratul de amestec*, situat deasupra stratului de suprafață, în care viteza vântului și temperatura potențială sunt practic constante. Acest strat se întinde de obicei până în apropierea unei inversiuni posibile de temperatură care se formează, de obicei, la partea superioară a stratului limită atmosferic;
- *stratul de antrenare*, situat deasupra stratului de amestec, caracterizat prin mișcare turbulentă redusă și o stratificare de temperatură foarte stabilă. Valorile medii ale parametrilor fizici tind rapid către valorile din atmosfera liberă (din zona exterioară stratului limită atmosferic).

1.3.3. Stratul limită atmosferic stabil

Acest *strat limită atmosferic stabil*, se formează atunci când temperatura la suprafața Pământului este mai mică decât temperatura aerului situat imediat deasupra, iar fluxul de căldură, la suprafață, este orientat pe verticală în jos. Forțele convective care iau naștere tind să stingă turbulența de origine dinamică dacă ea există. Amestecarea aerului este neînsemnată. În zona stratului de suprafață există un gradient vertical al temperaturii potențiale medii mai mic decât gradientul adiabatic uscat și se înregistrează o inversiune de temperatură deasupra stratului de suprafață. În acest caz, vântul este slab în apropierea suprafeței, dar are un maxim pronunțat în zona vârfului inversiunii temperaturii. De aceea, poluanții gazoși emiși din diferite surse, situate la suprafața Pământului, se acumulează în zona de emisie fără a se propaga spre regiuni mai îndepărtate. Limitarea transportului turbulent de către stratificarea de temperatură stabilă decuplează între ele diferitele straturi ale mișcării și determină apariția unor zone de curgere laminară sau de tranziție spre curgerea turbulentă.

EXPLORAREA STRATULUI LIMITĂ ATMOSFERIC CU SISTEMUL SODAR

Pentru monitorizarea stratului limită atmosferic (SLA), în special în ceea ce privește profilul vitezei vântului și a vitezei de forfecare, sistemul SODAR (*Sonic Detection and Ranging*) este un instrument eficient. Acest echipament utilizează unde acustice pentru a estima viteza și direcția vântului la diferite altitudini, oferind date esențiale în contextul evaluării stabilității atmosferice și al cercetării fenomenelor convective (Lokoshchenko și alții, 2009).

2.1. SISTEMUL SODAR

Sodarul se referă la sistemele de detecție și măsurare sonică (*Sonic Detection and Ranging*), utilizate pentru măsurarea de la distanță a turbulenței și a vântului din stratul inferior al atmosferei (Cheung și alții, 1990; Crescenti, 1997; Chan și alții, 2019).



Fig. 2.1. Sistem SODAR (*sursa: eol.ucar.edu*)

În ultimele două decenii, utilizarea sodarului Doppler a dus la un salt semnificativ în înțelegerea stratului limită atmosferic. De exemplu, acesta a fost folosit pentru a studia circulațiile de briză marină (Aggarwal și alții, 1980; Bacci și alții, 1984; Prakash și alții, 1992), stratul limită atmosferic stabil din Antarctica (King și alții, 1989; Argentini et al. 1992; Liu și Bromwich 1993), mișcarea vântului pe teren complex (Neff

1988; Neff și King, 1988; Gudiksen și alții, 1992), undele gravitaționale (Einaudi și alții, 1987; Cheung și Little, 1990; Ralph și alții, 1993), jetul de nivel inferior (Kataoka și alții, 1991; Kotroni și alții, 1994) și pasajele frontale (Gera și Weil 1987, 1991).

Sistemele SODAR (fig. 2.1) sunt asemănătoare celor radar, doar că în loc să folosească unde radio, ca în cazul radarelor, sodarul folosește unde sonore. Un sistem înrudit este cel de sonar, care detectează prezența și locația obiectelor scufundate în apă, prin intermediul undelor sonore reflectate înapoi la sursă.

2.1.1. Modul de funcționare a sistemelor Sodar

Modul de funcționare al sodarului este similar, cu excepția faptului că mediul este aerul, iar reflexia se datorează împrăstierii sunetului de către turbulența atmosferei (Aggarwall și alții, 1980). Majoritatea sistemelor sodar funcționează prin emiterea unui impuls acustic și ascultarea semnalului de revenire care este ulterior analizat pentru a determina viteza și direcția vântului, dar și caracterul turbulent al atmosferei (fig. 2.2).

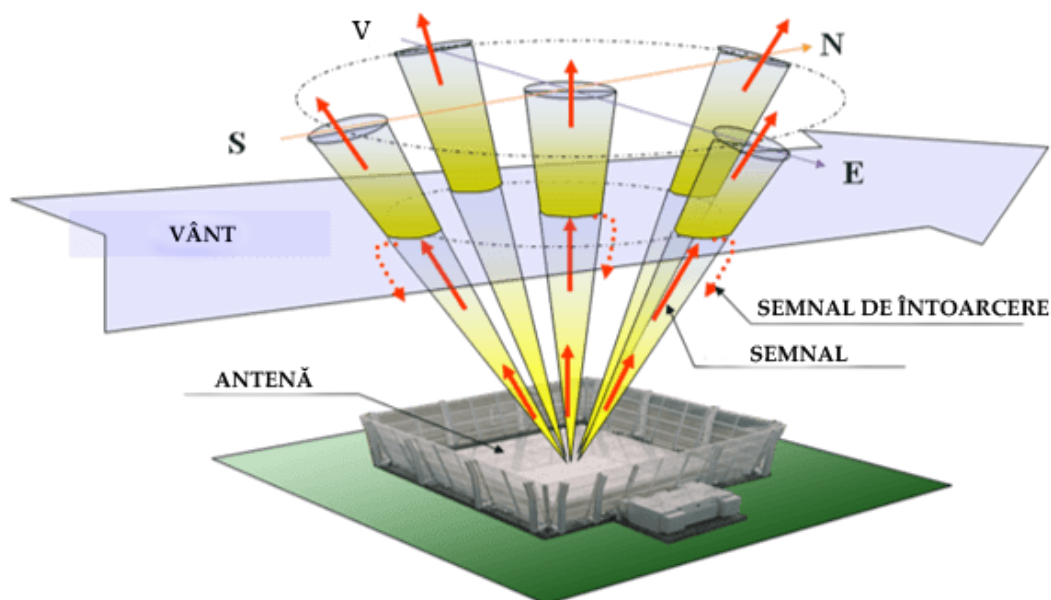


Fig. 2.2. Principiul de funcționare SODAR (*sursa*: Sodar Wind Profiler System)

Profilul atmosferei în funcție de înălțime poate fi obținut prin analizarea semnalului de întoarcere la o serie de timpi în urma transmiterii fiecărui impuls. Semnalul de revenire înregistrat la un anumit timp de întârziere oferă date asupra atmosferei pentru o înălțime ce poate fi calculată pe baza vitezei sunetului.

Sistemele sodar au, de obicei, intervale maxime de sute de metri. Gama maximă este, în general, atinsă în locuri cu zgomot ambiental redus și umiditate relativă moderată până la ridicată. În locurile deșertice, sistemele de sodar tind să aibă performanțe reduse în altitudine, deoarece sunetul se atenuează mai rapid în aer uscat.

Propagarea sunetului în atmosferă este studiată de cel puțin 200 de ani, dar abia în ultimii 50 de ani a fost folosită împrăștierea acustică drept mijloc de a studia structura stratului inferior al atmosferei.

2.1.2. Tipuri de sisteme SODAR

Mișcarea atmosferei este rezultatul fluxului general al curenților de aer și al turbulențelor. Turbulența atmosferei este generată atât de forțe termice cât și de forțe

mecanice. Turbulența termică rezultă din diferențele sau gradientii de temperatură din atmosferă, în timp ce turbulența mecanică este cauzată de mișcarea aerului peste obstacolele naturale sau create de om, ce produc rugozitatea suprafeței pământului. Când un impuls acustic transmis prin atmosferă întâlnește un turbion, energia acestuia este împrăștiată în toate direcțiile. Deși din turbulențele termice și mecanice rezultă diferite modele de împrăștiere, o parte din energia acustică este întotdeauna reflectată înapoi către sursa sunetului. Această energie (ecoul atmosferic) poate fi măsurată folosind un sistem sodar monostatic.

Un sistem SODAR monostatic este unul în care antenele de transmisie și recepție sunt colocaste, astfel că unghiul de împrăștiere dintre turbioanele țintă și antena sodar este de 180 de grade. Energia retroîmprăștiată este cauzată numai de turbulențele induse termic.

Într-un sistem sodar bistatic, antenele de transmisie și recepție sunt amplasate în locații diferite și, prin, urmare, unghiurile de împrăștiere, altele decât 180 de grade, sunt relevante. La un unghi de împrăștiere diferit de 180 de grade intră în joc atât turbulențele termice, cât și cele mecanice. În principiu, acest lucru asigură un semnal mai puternic și mai continuu.

Datorită efectului Doppler, măsurarea deplasării frecvenței semnalului de revenire în raport cu frecvența semnalului transmis, oferă o măsură a mișcării aerului în poziția turbionului de împrăștiere. Când ținta, și anume un turbion turbulent reflectorizant, se deplasează către antena Sodar, frecvența semnalului de întoarcere retroîmprăștiat va fi mai mare decât frecvența semnalului transmis. În schimb, atunci când ținta se îndepărtează de antenă, frecvența semnalului returnat va fi mai mică. Aceasta este caracteristica fizică folosită de sistemele de sodar de tip doppler pentru a măsura vântul și turbulența atmosferei.

Prin măsurarea intensității și frecvenței semnalului returnat ca funcție de timp după pulsul transmis, se pot determina structura termică și viteza radială a atmosferei la diferite distanțe față de antena de transmisie. Informații suplimentare pot fi obținute prin transmiterea de impulsuri consecutive pe direcție verticală și în două sau mai multe direcții ortogonale, ușor înclinate față de verticală. Calcule geometrice pot fi apoi utilizate pentru a obține profiluri verticale ale direcției orizontale a vântului și ale vitezelor orizontale și verticale ale vântului.

2.1.3. Limitele sistemului Sodar

Un sistem SODAR transmite și primește semnale acustice într-o anumită bandă de frecvență. Orice zgomot de fundal din această bandă de frecvență poate afecta recepția semnalului. Deoarece puterea semnalului de întoarcere variază, de obicei, invers proporțional cu înălțimea țintei, semnalele mai slabe de la înălțimi mai mari se pierd mai ușor în zgomotul de fundal. Astfel, nivelurile ridicate de zgomot de fond pot reduce înălțimea maximă de raportare la un nivel sub cel care poate fi obținut în absența zgomotului.

Anumite surse de zgomot pot modifica datele obținute prin măsurători sodar. Astfel, este important să se identifice sursele potențiale de zgomot și să se estimeze nivelul de zgomot de fond atunci când se ia în calcul un loc de amplasare pentru un sistem sodar.

O altă problemă a sistemelor SODAR este cât de încărcat este solul. Interferența în acest caz apare atunci când energia din lobii laterali care radiază de la o antenă sodar la transmisie, este reflectată înapoi către antenă de către obiectele din apropiere, cum ar fi clădirile, copacii sau turnurile. Această energie reflectată a lobilor laterali poate copleși semnalul de întoarcere și poate determina ca vitezele componente ale vântului raportate de un sistem de Sodar să fie polarizate la zero. Astfel, sistemele sodar trebuie fie amplasate în zone fără obiecte reflectorizante, fie proiectate pentru a elimina substanțial energia lobilor laterali.

2.1.4. Sisteme SODAR comerciale

Aproape toate sistemele comerciale de SODAR sunt de tip monostatic, adică, fie antenele de transmisie și de recepție sunt colocaste, fie sunt una și aceeași. De asemenea, majoritatea sunt sisteme doppler cu mai multe axe, ceea ce înseamnă că au capacitatea de a detecta deplasarea frecvenței semnalului în trei sau mai multe direcții radiale și de a utiliza acele date în vederea construirii atât a profilului vitezei și direcției vântului, dar și structura de intensitate pe verticală a atmosferei.

Probabil cea mai fundamentală componentă a unui sistem de SODAR Doppler este antena, iar aici diferitele sisteme de sodar comerciale pot diferi cel mai mult.

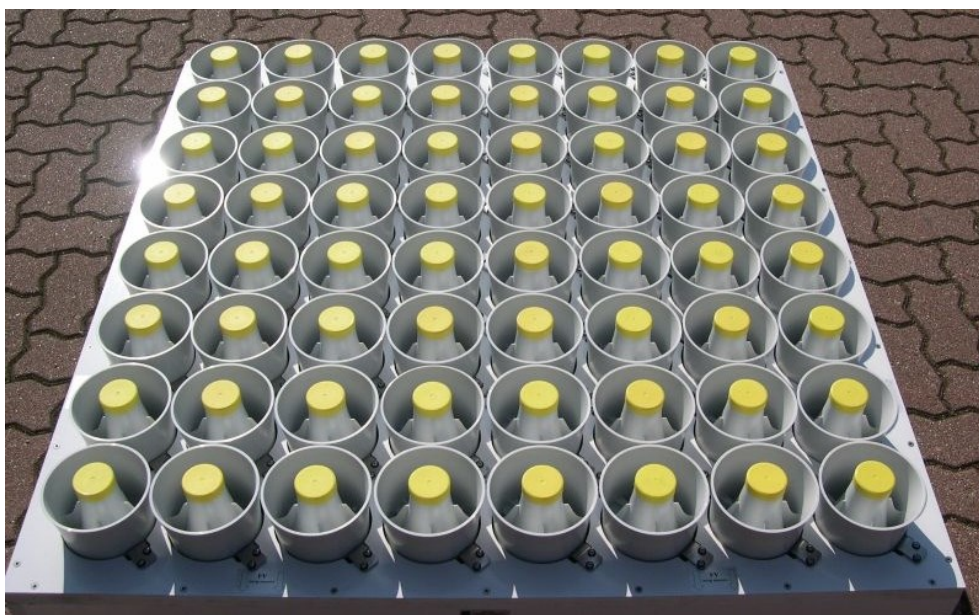


Fig. 2.3. Matrice de antene a unui sistem SODAR (*sursa: metek.de*)

Un Sodar monostatic emite impulsuri acustice scurte în atmosferă și primește sunetul retroîmprăștiat generat de fluctuațiile de densitate la scară mică asociate numai cu neomogenitatea termică a aerului (Little, 1969), generate de turbulențe în prezența unui gradient de temperatură (Buzdugan și Ștefan, 2020).

Una dintre provocările proiectării sistemelor sodar este de a face antena rezistentă la intemperii. Pentru a realiza acest lucru sunt folosite mai multe abordări. Cea mai timpurie abordare a fost folosirea unui platou parabolic, de obicei de aproximativ 1,2 metri în diametru, cu punctul focal îndreptat în sus. Un difuzor este apoi amplasat la punctul focal, îndreptat în jos spre antenă, ceea ce menține precipitațiile în afara driverului difuzorului. În general, în jurul antenei parabolice este utilizată o incintă pentru a reduce interferența lobilor laterali și pentru a proteja antena de zgometul

vântului și de zgomotul general de fond. Într-un sistem cu mai multe axe, de obicei sunt utilizate trei antene parabolice, una îndreptată vertical și celelalte două înclinate ușor față de verticală. În funcționare, cele trei antene pot fi utilizate fie secvențial, fie simultan. În funcționare simultană, cele trei antene funcționează la frecvențe diferite, astfel încât semnalele de întoarcere să nu interfereze între ele.

În figura 2.3 se prezintă o matrice de antene a unui sistem sodar.

Sistemul sodar de la care provin datele utilizate în această lucrare este METEK PCS.2000-64 Doppler Sodar monostatic (fig. 2.4), amplasat la 1 km est față de una dintre pistele Aeroportului Internațional Henri Coandă din Otopeni.



Fig. 2.4. Sistemul SODAR METEK PCS.2000-64 (*sursa: metek.de*)

Sodarul este operat cu o rezoluție verticală de 30 m, o înălțime minimă de 40 m și o rază maximă potențială de 610 m. Zenitul unghiul fasciculelor de sunet este setat la 17° și timpul de integrare la 10 min.

2.2. TESTE EFECTUATE CU ECHIPAMENTUL SODAR PRIVIND CÂMPUL DE VITEZE DIN STRATUL LIMITĂ ATMOSFERIC

Determinarea câmpului de viteze din stratul limită atmosferic este esențială pentru înțelegerea proceselor de transport turbulent, schimburilor energetice și dezvoltării instabilităților locale (Albornoz și alții 2022).

Echipamentul SODAR (*Sonic Detection and Ranging*) oferă o metodă performantă pentru monitorizarea verticală a vântului. În cadrul acestui capitol sunt prezentate rezultatele testelor realizate cu acest tip de echipament, cu scopul de a evalua distribuția și variația vitezei vântului în diferite condiții atmosferice.

2.2.1. Teste efectuate cu echipamentul SODAR în zile cu cod galben

Cu ajutorul echipamentului SODAR au fost efectuate o serie de teste privind explorarea stratului limită atmosferic din zona Afumați, în zile cu cod galben.

Testele au constatat, în primul rând, în determinarea repartiției verticale de viteză locală medie temporală a vântului U în zona stratului limită atmosferic (SLA), în zile cu cod galben (Țițineanu și alții, 2023; Țițineanu și alții, 2024).

Testele au avut în vedere determinarea repartiției vitezei medii a vântului din zona SLA, atât în timpul codului galben cât și cu 12 ore înainte și cu 12 ore după codul galben.

Dintre aceste teste, au fost selectate 12 teste efectuate în zile diferite din diferiți ani, considerate ca fiind semnificative din punct de vedere al studierii stratului limită atmosferic.

Variațiile vitezei medii a vântului U după înălțimea z față de suprafața solului, determinate cu echipamentul SODAR, au fost reprezentate grafic în figurile Fig. 2.5.a., Fig. 2.6.a., Fig. 2.7.a., Fig. 2.8.a., Fig. 2.9.a., Fig. 2.10.a., Fig. 2.11.a., Fig. 2.12.a., Fig. 2.13.a., Fig. 2.14.a., Fig. 2.15.a. și Fig. 2.16.a.

Din analiza acestor variații verticale de viteză medie a vântului din SLA se observă că, în general, vitezele sunt mai mari în timpul codului galben față de vitezele medii de dinainte și de după codul galben. Apoi, vitezele medii determinate la 12 ore după manifestarea codului galben în general scad dar se mențin ceva mai ridicate față de vitezele determinate cu 12 ore înainte de manifestarea codului galben.

De asemenea, testele au constatat și în determinarea repartiției verticale de viteză de forfecare a vântului U_f în zona Stratului Limită Atmosferic (SLA), în zile cu cod galben.

Testele au avut în vedere determinarea repartiției vitezei de forfecare a vântului din zona SLA, atât în timpul codului galben cât și cu 12 ore înainte și cu 12 ore după codul galben.

Și pentru aceste teste cu urmărirea vitezei de forfecare, au fost selectate 16 teste efectuate în zile diferite din diferiți ani, zile considerate ca fiind semnificative din punct de vedere al studierii stratului limită atmosferic și care coincid cu zilele selectate ca semnificative pentru determinarea repartiției vitezei medii a vântului din zona SLA.

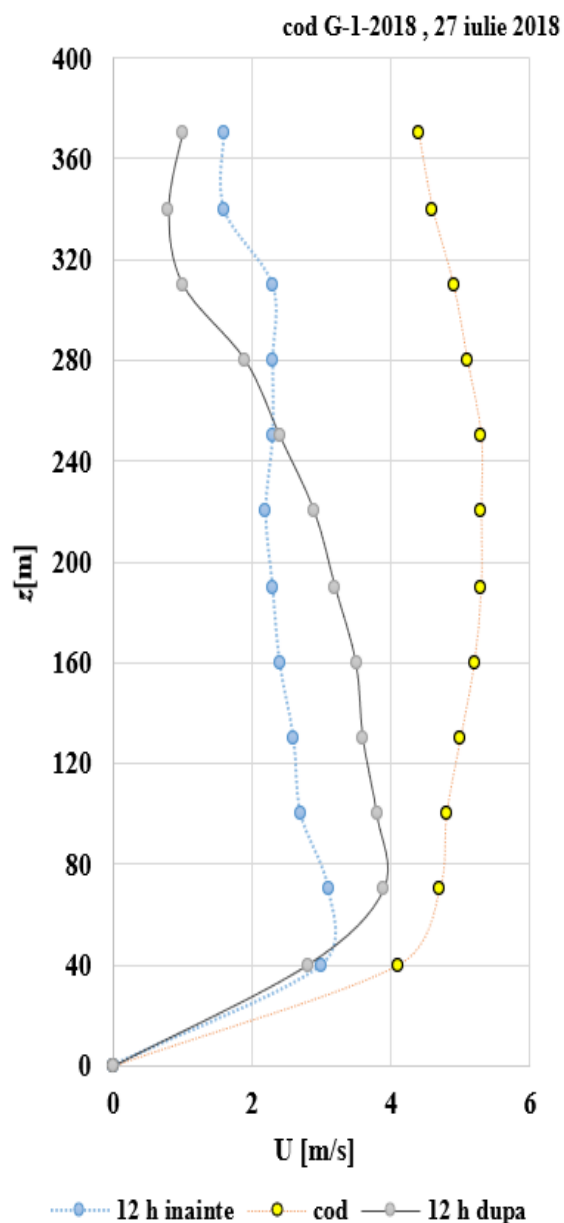


Fig. 2.5.a. Variația vitezei vântului U cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 1 de testare cu cod galben, a anului 2018, obținută cu SODAR
Test: CG.U.SD.1-18

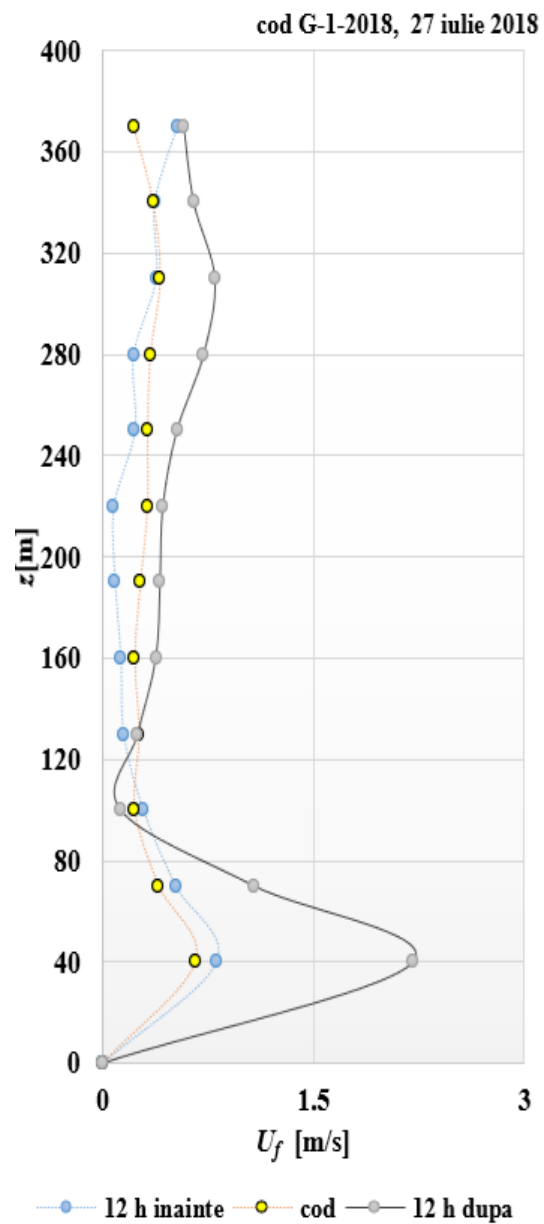


Fig. 2.5.b. Variația vitezei de forfecare U_f cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 2 de testare cu cod galben, a anului 2018, obținută cu SODAR
Test: CG.UF.SD.1-18

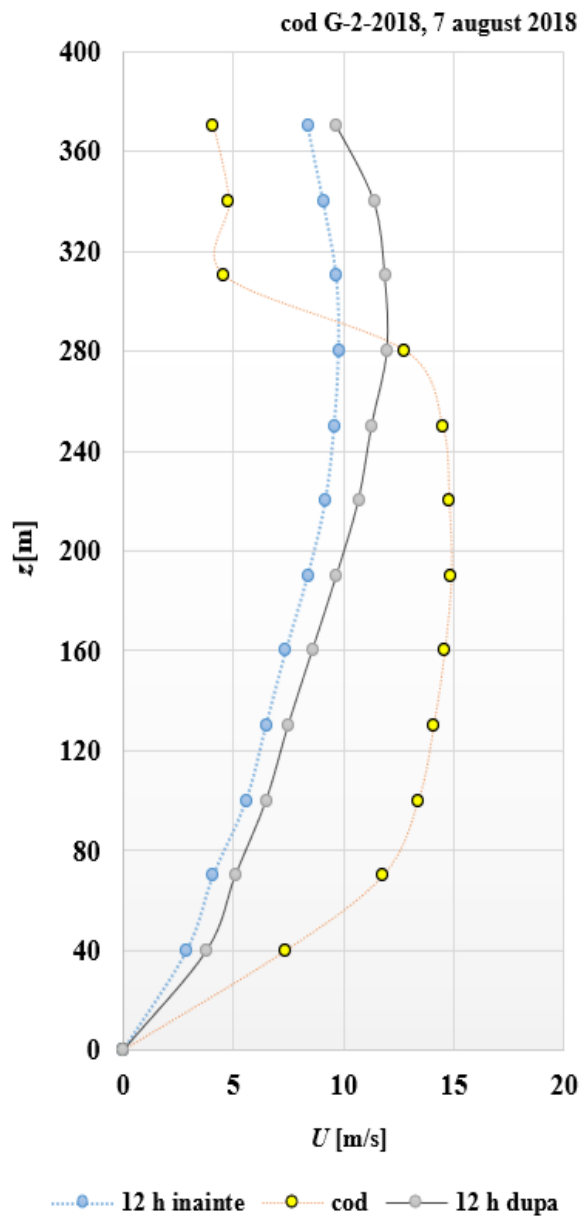


Fig. 2.6.a. Variația vitezei vântului U cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 3 de testare cu cod galben, a anului 2018, obținută cu SODAR
Test: CG.U.SD.2-18

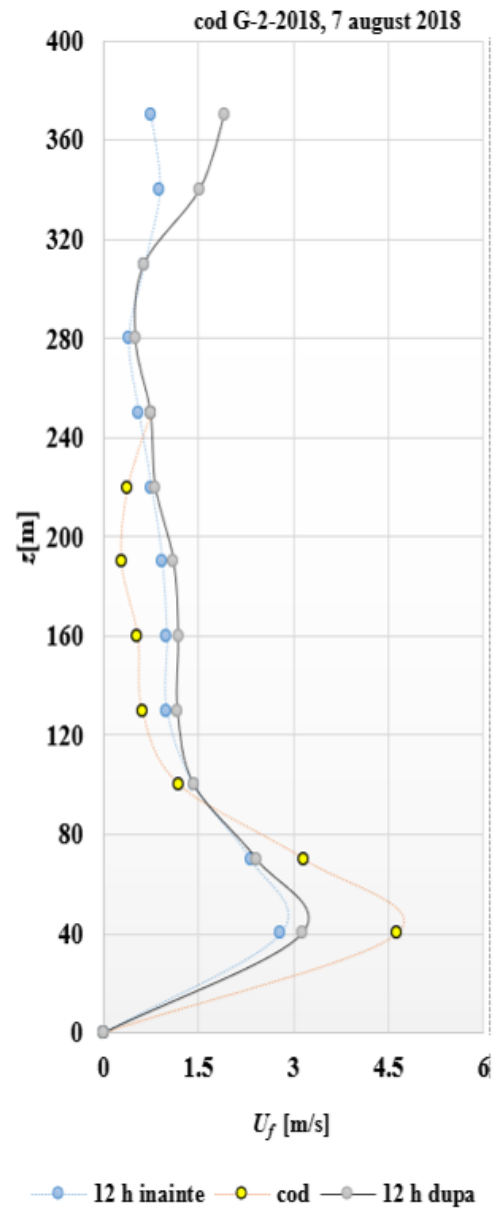


Fig. 2.6.b. Variația vitezei de forfecare U_f cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 3 de testare cu cod galben, a anului 2018, obținută cu SODAR
Test: CG.UF.SD.2-18

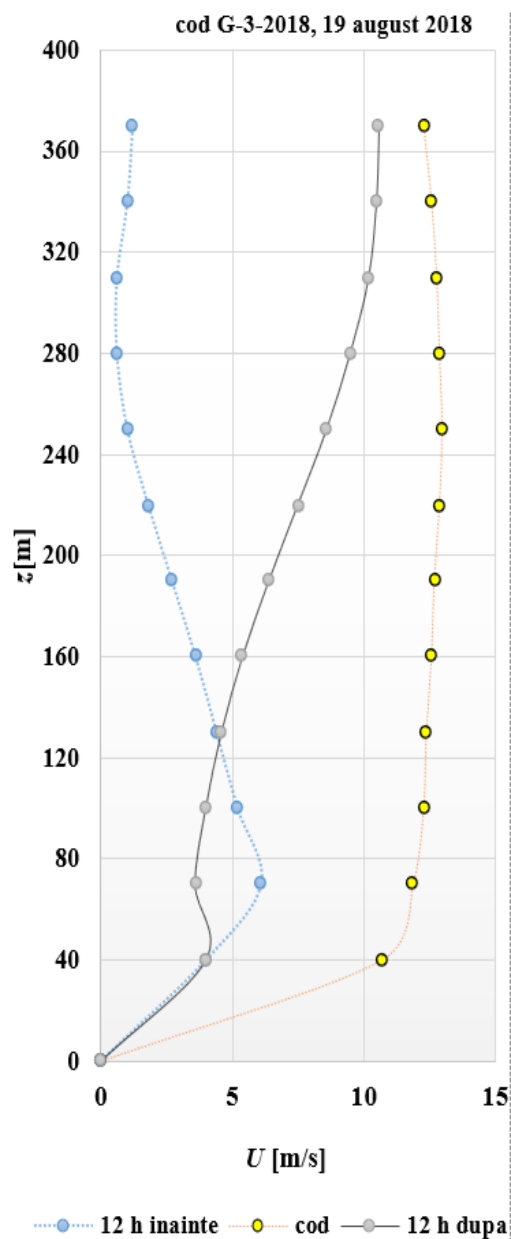


Fig. 2.7.a. Variația vitezei vântului U cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 4 de testare cu cod galben, a anului 2018, obținută cu SODAR
Test: **CG.U.SD.3-18**

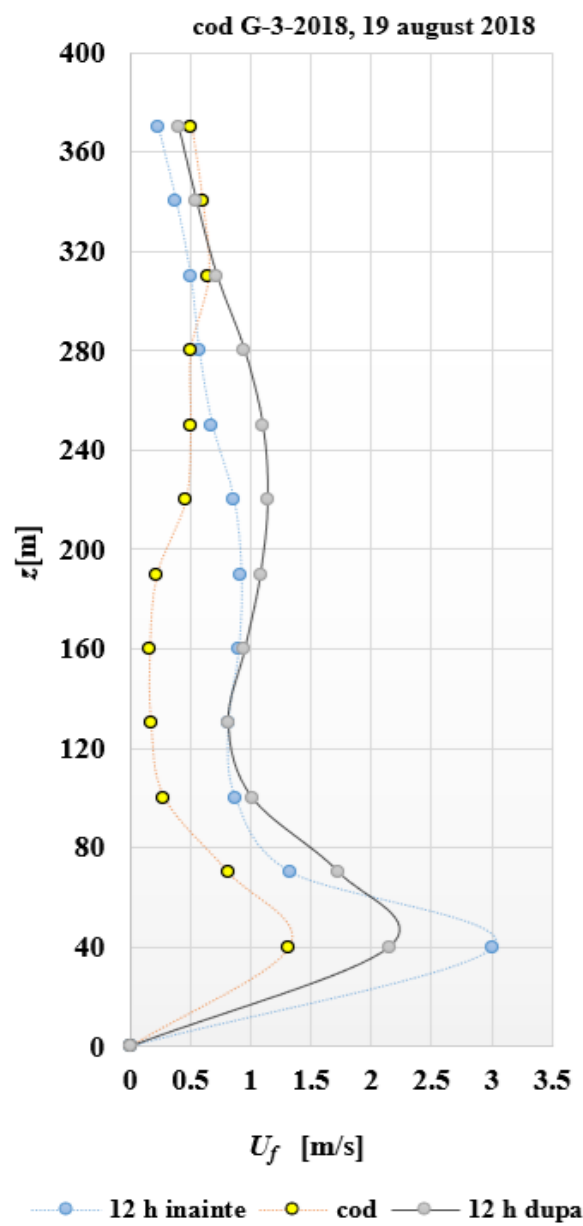
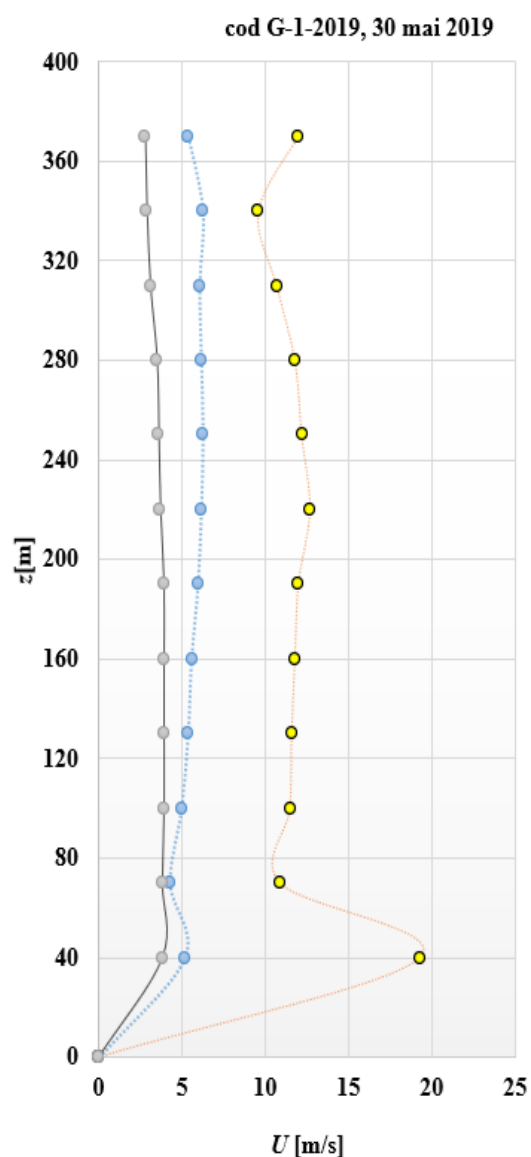
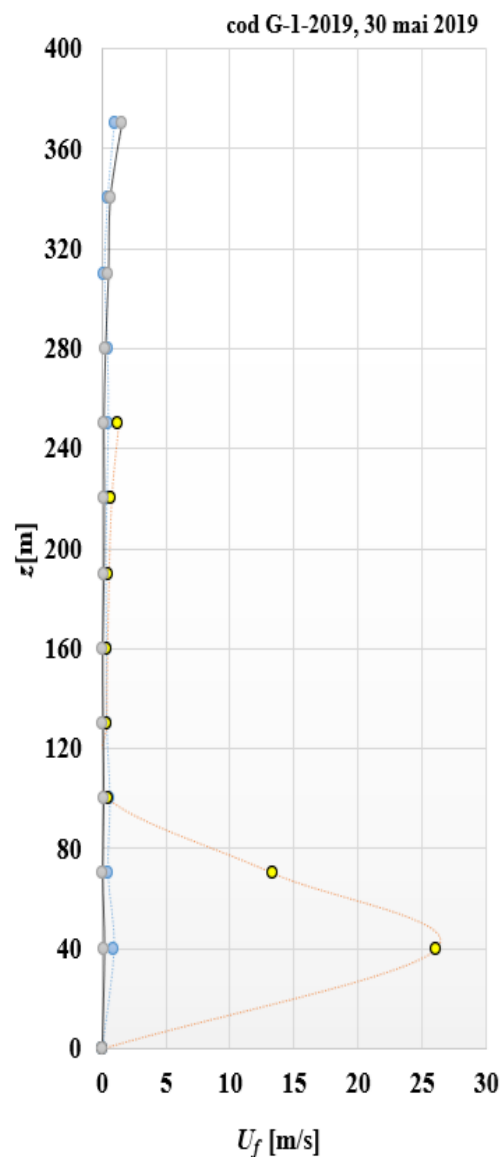


Fig. 2.7.b. Variația vitezei de forfecare U_f cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 4 de testare cu cod galben, a anului 2018, obținută cu SODAR
Test: **CG.UF.SD.3-18**



● 12 h inainte ● cod ● 12 h dupa

Fig. 2.8.a. Variația vitezei vântului U cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 1 de testare cu cod galben, a anului 2019, obținută cu SODAR
 Test: CG.U.SD.1-19



● 12 h inainte ● cod ● 12 h dupa

Fig. 2.8.b. Variația vitezei de forfecare U_f cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 1 de testare cu cod galben, a anului 2019, obținută cu SODAR
 Test: CG.UF.SD.1-19

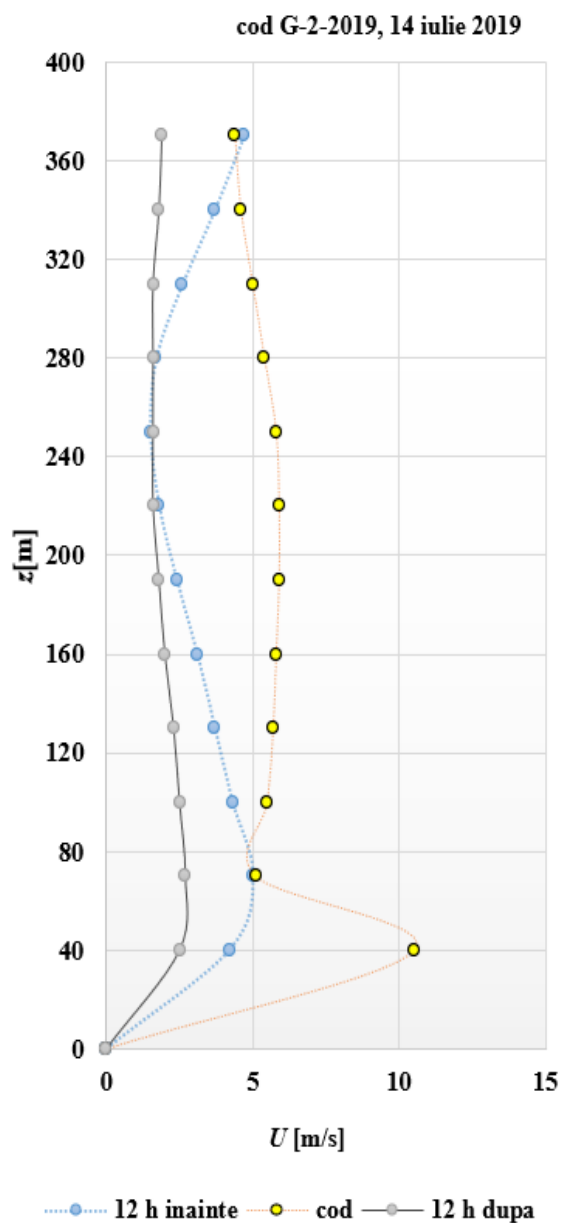


Fig. 2.9.a. Variația vitezei vântului U cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 2 de testare cu cod galben, a anului 2019, obținută cu SODAR
Test: CG.U.SD.2-19

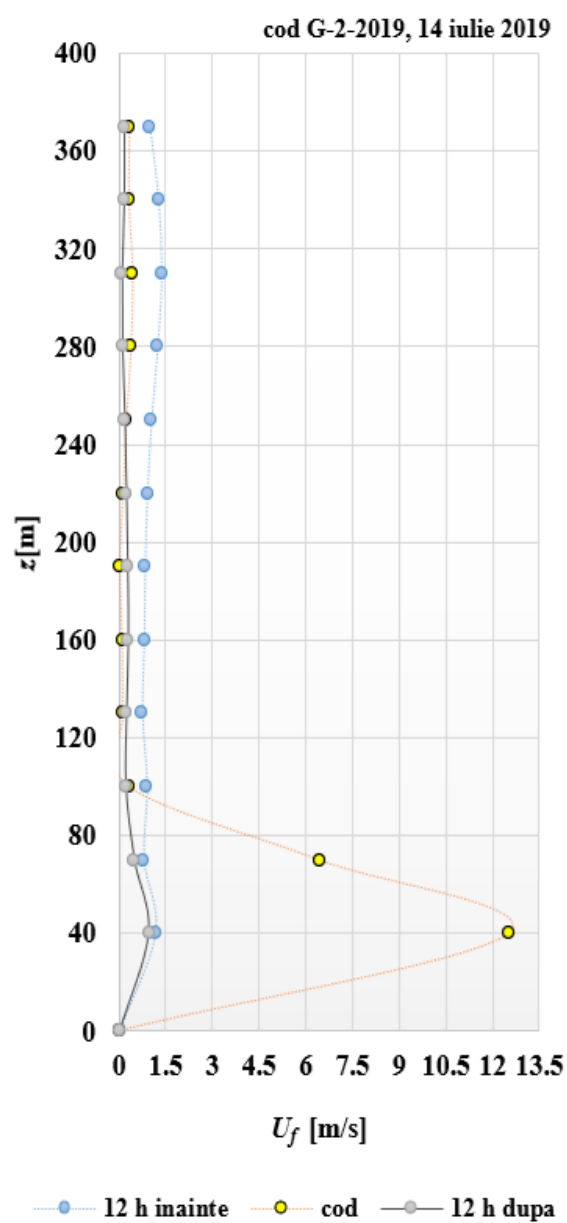


Fig. 2.9.b. Variația vitezei de forfecare U_f cu înălțimea z în SLA din zona de studiu, în ziua 2 de testare cu cod galben, a anului 2019, obținută cu SODAR
Test: CG.UF.SD.2-19