

Constantin UNGUREANU

C. Ungureanu

P1 P2

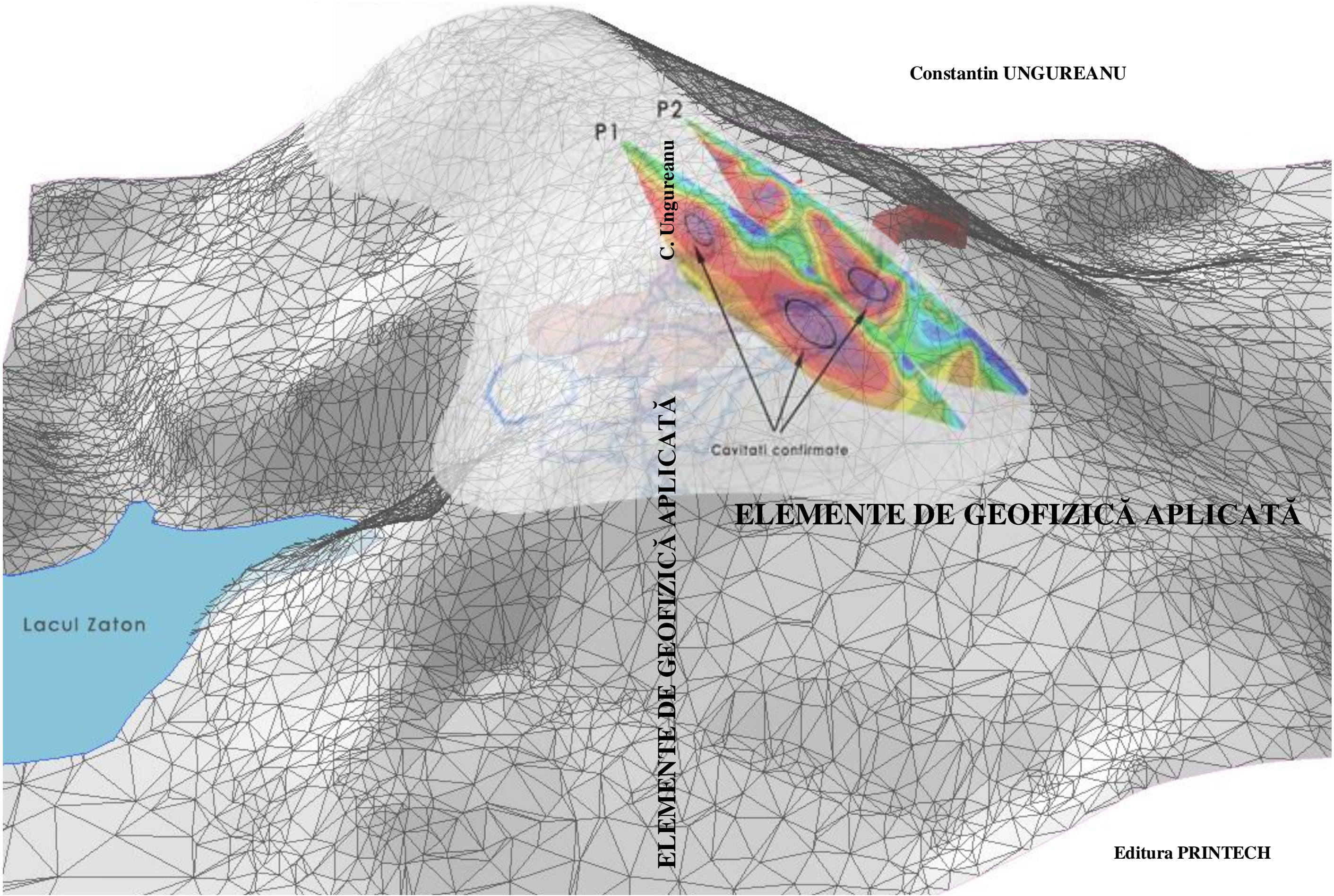
Cavitati confirmate

ELEMENTE DE GEOFIZICĂ APLICATĂ

ELEMENTE DE GEOFIZICĂ APLICATĂ

Lacul Zaton

Editura PRINTECH





## Cuprins

Cuprins.....	i
Cuprinsul figurilor.....	v
Capitolul 1.    Introducere .....	1
Capitolul 2.    Perspective privind utilizarea metodelor și tehnicilor geofizice        3	
2.1    Metodele seismice .....	7
2.2    Metoda rezistivității electrice .....	13
2.3    Metode electromagnetice .....	14
2.4    Metoda penetrării de tip radar a subsolului (Ground-Penetrating Radar - <i>GPR</i> ).....	16
2.5    Metoda gravimetrică .....	19
2.6    Metoda magnetometrică.....	20
2.7    Aplicarea metodelor geofizice în investigarea terenului de fundare .....	23
Capitolul 3.    Metoda rezistivității aparente .....	33
3.1    Bazele fizice ale metodei.....	34
3.2    Proprietățile electrice ale pământurilor .....	37
3.3    Metodologia determinării rezistivității aparente .....	37
3.4    Dispozitive de lucru .....	39
3.5    Metoda sondajului electric vertical (SEV).....	41
3.6    Metoda profilării .....	46
3.7    Tomografia (geo)electrică .....	48
Capitolul 4.    Metode seismice aplicate în geofizică .....	53
4.1    Elementele undei seismice .....	53

---

4.2	Bazele fizice ale metodei.....	55
4.2.1	Principiul lui Huygens .....	55
4.2.2	Principiul lui Fermat .....	56
4.2.3	Principiul superpoziției (suprapunerii efectelor) .....	56
4.2.4	Principiul reversibilității .....	56
4.2.5	Legea reflexiei și refracției .....	56
4.3	Tipuri de unde seismice.....	58
4.3.1	Unde de volum.....	59
4.3.2	Unde de suprafață .....	60
4.4	Parametrii undelor seismice .....	62
4.4.1	Frecvența, perioada și lungimea de undă.....	62
4.4.2	Spectrul de frecvență. Transformata Fourier .....	63
4.5	Viteza de propagare a undelor seismice.....	67
4.6	Atenuarea undelor seismice .....	70
4.6.1	Divergența sferică:.....	70
4.6.2	Reflexia și refracția .....	71
4.6.3	Absorbția.....	73
4.6.4	Interferența undelor seismice.....	74
4.7	Rezoluția spațială .....	74
4.8	Metode de investigare seismică.....	74
4.8.1	Seismică de refracție .....	74
4.8.2	Seismică de reflexie .....	79
4.8.3	Metoda analizei spectrale a undelor de suprafață sau metoda SASW	79
4.8.4	Metoda analizei multicanal a undelor de suprafață sau metoda MASW .....	81
Capitolul 5.	Identificarea cavitațiilor în zone urbane .....	87
5.1	Introducere .....	87
5.2	Rezultate experimentale .....	88
5.3	Discuții și concluzii.....	98

---

Capitolul 6.	Identificarea cavităților în medii carstice.....	101
6.1	Introducere .....	101
6.2	Lucrări de investigare.....	102
6.3	Interpretare și discuții.....	104
Capitolul 7.	Investigarea zonelor afectate de fenomene de instabilitate	
	109	
7.1	Introducere .....	109
7.2	Investigații realizate .....	119
7.3	Discuții și interpretări.....	130
Capitolul 8.	Utilizarea metodelor geofizice și geotehnice pentru	
	caracterizarea suprafețelor de alunecare .....	133
8.1	Introducere .....	133
8.2	Informații de arhivă și situația actuală .....	134
8.3	Achiziția datelor geofizice și investigațiile geotehnice de teren	
	136	
8.4	Măsurători geofizice prin metode electrice – tomografie electrică	
	137	
8.5	Analiza numerică.....	141
8.6	Discuții .....	145
Capitolul 9.	Investigarea adâncimii și continuității spațiale a	
	acviferelor de suprafață .....	149
9.1	Introducere .....	149
9.2	Achiziția și procesarea datelor .....	153
9.3	Concluzii .....	159
Capitolul 10.	Investigații geofizice utilizate pentru măsurarea	
	parametrilor mecanici ai terenului de fundare .....	161
10.1	Introducere.....	161
10.2	Studiu comparativ MASW-SCPTu .....	163
10.3	Concluzii.....	166
Capitolul 11.	Utilizarea investigațiilor seismice de suprafață pentru	
	identificarea stratificației de calcul.....	169
11.1	Descrierea amplasamentului și investigații de teren.....	169



11.2	Rezultate obținute .....	171
11.3	Discuții și concluzii .....	175
	Bibliografie.....	181

## Cuprinsul figurilor

Fig. 2.1: Clasificare domeniilor de aplicabilitate ale metodelor geofizice după Reynolds [6].....	4
Fig. 2.2: Încadrarea geofizicii geotehnice în domeniile de investigare geofizică (adaptat după Reynolds ).....	7
Fig. 2.3: Propagarea radială a energiei mecanice dintr-un punct sursă într-un mediu izotrop .....	8
Fig. 2.4: Înregistrare seismică cu 24 de geofoaane.....	10
Fig. 2.5: Exemplu de unde simplu reflectate .....	11
Fig. 2.6: Formarea undelor alunecătoare și frontale în cazul unghiului critic de incidență .....	11
Fig. 2.7: Adâncimi de penetrare pentru unde Rayleigh cu frecvență redusă .....	12
Fig. 2.8: Adâncimi de penetrare pentru unde Rayleigh cu frecvență medie .....	12
Fig. 2.9: Adâncimi de penetrare pentru unde Rayleigh cu frecvență mare .....	12
Fig. 2.10: Reprezentarea schematică a distribuției curentului în teren în cazul folosirii unui dispozitiv cu 4 electrozi (dispozitiv ABMN).....	13
Fig. 2.11: Reprezentarea schematică a principiului metodelor electromagnetice (după Grant și West [17]) .....	15
Fig. 2.12: Reprezentarea schematică a principiului metodei GPR .....	17



Fig. 2.13	Reprezentarea schematică a a unor diagrame radar corespunzătoare cazului prezentat în Fig. 2.12 .....	18
Fig. 2.14:	Reprezentarea schematică a principiului metodei gravimetrice .....	20
Fig. 2.15:	Reprezentarea schematică a principiul metodei magnetometrice. Exemple de anomalii magnetice .....	22
Fig. 2.16:	Metode geofizice recomandate pentru diferite aplicații (după ASTM D6429-99 [26]) .....	24
Fig. 2.17	Numărul autorităților care au folosit investigații geofizice (nuanțe de verde) față de cele care nu le-au folosit (nuanțe de roșu) (după Sirles 2006) .....	25
Fig. 2.18	Amplizarea utilizării unor metodele geofizice la investigarea mediului subteran (după Sirles [27]).....	26
Fig. 2.19	Avantajele folosirii metodelor geofizice (după Sirles [27]) .....	27
Fig. 2.20	Metodele geofizice aplicate în domeniul ingineriei drumurilor (după Sirles [27]) .....	28
Fig. 2.21	Frecvențele relative de utilizare a metodele geofizice în diferite domenii specifice geologiei (după Sirles [27]) .....	29
Fig. 2.22	Frecvențe de manifestare ale inconvenientelor aplicării metodelor geofizice.....	30
Fig. 2.23	Frecvențe cu care specialiștii au solicitat efectuarea studiilor geofizice.....	31
Fig. 3.1:	A - reprezentarea schematică a trecerii curentului electric ( $I$ ) printr-un mediu rezistiv( $\rho$ ) și înregistrarea unei diferențe de potențial electric( $\Delta V$ ) între cele două fețe opuse, B - circuit electric echivalent ( $R$ -rezistență) (după Reynolds 1998) .....	34

Fig. 3.2: Reprezentarea schematică a unei distribuții a suprafețelor echipotențiale în jurul unui punct sursă .....	35
Fig. 3.3: Reprezentarea schematică a distribuției suprafețelor echipotențiale .....	36
Fig. 3.4: Reprezentarea schematică a unui dispozitiv cuadripolar și a distribuției potențialului și câmpului electric în pământ.....	38
Fig. 3.5: Intervale de variație a rezistivității pentru diferite tipuri de roci și pământuri (după Loke [28]) .....	39
Fig. 3.6: Schema dispozitivului Wenner.....	40
Fig. 3.7: Schema dispozitivului Schlumberger .....	40
Fig. 3.8: Schema dispozitivului Dipol-Dipol.....	41
Fig. 3.9: Reprezentarea schematică a încercării SEV: Partea Stângă - Etape de realizare a sondajului electric vertical, prin păstrarea poziției electrozilor de potențial (MN) și creșteri succesive ale distanței dintre electrozii de curent (AB); Partea Dreaptă - Obținerea valorilor rezistivității aparente și trasarea curbei SEV (după Marescot [29]).....	43
Fig. 3.10: Rezultate caracteristice metodei SEV: Partea Stângă – Zonă de investigare care cuprinde un singur strat de pământ; Partea Dreaptă – Zonă de investigare ce traversează două strate de pământ.....	44
Fig. 3.11: Curbe SEV pentru zone de investigare care interceptează trei strate cu rezistivități diferite.....	44
Fig. 3.12: Etape în procesarea unei SEV .....	45
Fig. 3.13: Reprezentarea schematică a etapelor de realizare a profilării electrice prin păstrarea geometriei dispozitivului de măsură și re poziționarea acestuia în nodurile unui caroiaj echidistant sau în lungul unui profil (după Marescot [29]).....	47



Fig. 3.14: Variația profilurilor de rezistivitate cu adâncimea de investigare (după Marescot [29]).....	48
Fig. 3.15 Reprezentarea schematică a dispunerii electrozilor (1-19) în lungul profilului de măsură și dispunere rezistivităților măsurate în pseudo secțiunea de rezistivitate aparentă (după Marescot [29]).....	49
Fig. 3.16 Pseudo-secțiuni de rezistivitate ale aceluiași model geologic ..	50
Fig. 3.17 Modele geofizice rezultate în urma procesării pseudo-secțiunilor de rezistivitate .....	51
Fig. 4.1 Reprezentarea schematică a propagării undelor seismice longitudinale [30].....	54
Fig. 4.2 Reprezentarea fronturilor de undă conform principiului lui Huygens .....	55
Fig. 4.3 Poziția frontului de undă la momentul $t_0$ .....	57
Fig. 4.4 Poziția frontului de undă la momentul $t_0+\Delta t$ .....	57
Fig. 4.5 Poziția frontului de undă la momentul $t_0+2\Delta t$ .....	57
Fig. 4.6 Poziția frontului de undă la momentul $t_0+3\Delta t$ .....	57
Fig. 4.7 Reprezentarea schematică a formării uncelor reflectate și refractate .....	58
Fig. 4.8 Reprezentarea schematică a propagării unde P .....	59
Fig. 4.9: : Reprezentarea schematică a propagării unde S .....	60
Fig. 4.10 Reprezentarea schematică a propagării unde Rayleigh .....	61
Fig. 4.11 Reprezentarea schematică a propagării unde Love .....	61
Fig. 4.12. Schiță aferentă măsurării perioadei de oscilație a unde pe o înregistrare seismică.....	62
Fig. 4.13: . Schiță aferentă măsurării perioadei T (pe o trasă seismică), și a vitezei de propagare, funcție de $dx$ și $dt$ (pe un grup de trase), pentru o undă seismică .....	63

Fig. 4.14 Trasă seismică reprezentată în domeniul timp (Panea [31]).....	65
Fig. 4.15 Spectrul de amplitudine al transformatei Fourier aplicate trasei inițiale (Panea [31]).....	65
Fig. 4.16 Spectrul de amplitudine al transformatei Fourier aplicate trasei inițiale, cu indicarea intervalelor de frecvență în care este concentrat semnalul [31] .....	66
Fig. 4.17 Spectrul de fază al transformatei Fourier aplicate trasei inițiale (Panea [31]).....	67
Fig. 4.18 reprezentarea schematică a divergenței sferice a energiei inițiale .....	71
Fig. 4.19 Unda incidentă, unda reflectată și unda refractată;.....	72
Fig. 4.20 Propagarea undelor la incidență critică .....	72
Fig. 4.21 Model de propagare a undelor seismice în cazul unei secvențe de trei strate horizontale.....	75
Fig. 4.22 Grafic teoretic obținut după procesarea înregistrărilor seismice corespunzătoare Fig. 4.21 .....	75
Fig. 4.23 Model de propagare a undelor seismice în cazul prezentei unui strat reflector înclinat .....	76
Fig. 4.24 Hodograf teoretic pentru cazul unei limite înclinate, graficul prezentând două înregistrări, cu împușcare la capăt .....	76
Fig. 4.25 Reprezentarea schematică a unui profil geologic și traseul undelor .....	77
Fig. 4.26 Hodograf corespunzător secțiunii litologice din Fig. 4.25 .....	77
Fig. 4.27 Hodograf corespunzător unei secvențe litologice strat superior cu viteză mare-strat inferior cu viteză redusă .....	78
Fig. 4.28: Hodograf corespunzător unei secvențe litologice strat superior cu viteză scăzută-strat inferior subțire cu viteză foarte mare.....	78



Fig. 4.29: Exemplu de dispunere a geofoarelor și obținerea datelor dintr-o pereche de receptori. Unul din receptorii utilizați trebuie să se afle la mijlocul distanței dintre sursă și celălalt receptor pereche [33].....	80
Fig. 4.30 Reprezentarea schematică a modului de propagare al undelor Rayleigh .....	83
Fig. 4.31: Adâncimi de penetrare pentru unde de frecvență redusă [33].	83
Fig. 4.32: Adâncimi de penetrare pentru unde de frecvență medie [33]..	84
Fig. 4.33: Adâncimi de penetrare pentru unde de frecvență mare [33] ...	84
Fig. 4.34: Exemplu de curba de dispersie [33] .....	85
Fig. 4.35: Caracterul dispersiv al undelor de suprafață .....	85
Fig. 4.36: Exemplu de spectru de viteză de fază-frecvență .....	86
Fig. 4.37: Exemplu de distribuție a vitezelor undelor pe adâncime.....	86
Fig. 5.1: Dinamica zonei Piața Unirii în ultimii 50 de ani a) imaginea de ansamblu din 1959; b) imaginea de ansamblu din 2012.....	88
Fig. 5.2: Dispunerea profilurilor de investigație electrică în cele două etape de achiziție .....	89
Fig. 5.3: Histogramă aferentă efectului soluției saline asupra rezistivității contactelor.....	90
Fig. 5.4: Secțiuni de rezistivitate obținută pentru profilul 1 (se observă o bună corelație între cele 3 secțiuni de rezistivitate, dimensiunea și poziția anomaliei de maxim fiind foarte apropiate).....	91
Fig. 5.5: Secțiuni de rezistivitate obținută pentru profilul 2 (se observă o slabă corelație între cele 3 profiluri, poziția și dimensiunea anomaliei fiind foarte incerte).....	91
Fig. 5.6: Secțiune de rezistivitate obținută pentru profilul 3 (se observă o bună corelație între cele 4 secțiuni de rezistivitate, dimensiunea și poziția anomaliei de maxim fiind foarte apropiate).....	92

Fig. 5.7: Secțiune de rezistivitate obținută pentru profilul 4 (se observă o bună corelație între cele 4 secțiuni de rezistivitate, dimensiunea și poziția anomaliilor de maxim fiind foarte apropiate).....	93
Fig. 5.8: Estimarea poziției cavității pe baza rezultatelor obținute pentru profilul 3.....	94
Fig. 5.9: Comparație între distribuția orizontală estimată a cavității și dimensiunile reale .....	95
Fig. 5.10: Imagine a cavității reale, dezvelită în amplasament în urma identificării acesteia cu tehnica ERT .....	96
Fig. 5.11: Distribuția cavității reale suprapusă peste profilul 1 .....	97
Fig. 5.12: Distribuția cavității reale suprapusă peste profilul 2 .....	97
Fig. 5.13: Distribuția cavității reale suprapusă peste profilul 3 .....	98
Fig. 5.14: Distribuția cavității reale suprapusă peste profilul 4 .....	98
Fig. 6.1 Schița Complexului Carstic Ponoarele ( <a href="http://www.cetateabaniei.com">www.cetateabaniei.com</a> ) .....	101
Fig. 6.2 Intrarea în Peștera Zăton.....	102
Fig. 6.3 Poziția profilurilor ERT.....	103
Fig. 6.4 Profil 1 – secțiune de rezistivitate electrică .....	103
Fig. 6.5 Profil 2 – secțiune de rezistivitate electrică .....	104
Fig. 6.6 (a) Model sintetic de rezistivitate care aproximează în mod grosier secțiunea de rezistivitate obținută în urma procesării înregistrărilor de pe profilul 1 (b).....	104
Fig. 6.7 Secțiunea de rezistivitate aparentă a modelului sintetic .....	105
Fig. 6.8 Secțiune de rezistivitate obținută în urma inversiei pseudo-secțiunii prezentate în Fig. 6.7, cu reprezentarea conturilor corpurilor rezistive din modelul inițial .....	105

Fig. 6.9 Poziții posibilele ale golurilor carstice în cele două secțiuni de rezistivitate electrică măsurate .....	106
Fig. 6.10 Model topografic 3D al Dealului Peșterii, cu indicarea (culoare roșie) a galeriilor de peșteră cartate prin tehnici speologice.....	106
Fig. 6.11 Suprapunerea secțiunilor de rezistivitate peste poziția cunoscută a golurilor subterane .....	107
Fig. 7.1 Poziția zonei analizate (Google Earth) .....	110
Fig. 7.2 Cadrul geologic al zonei studiate (Harta geologică a României 1:200.000 foaia Târgoviște, Institutul Geologic Român) .....	110
Fig. 7.3 Tipuri litologice asociate vârstelor geologice (Harta geologică a României 1:200.000 foaia Târgoviște, Institutul Geologic Român).....	111
Fig. 7.4 Harta topografică a zonei studiate .....	112
Fig. 7.5 Porțiuni ale drumului afectate de alunecări de teren .....	113
Fig. 7.6 Detaliu morfologic din „Zona 1” .....	114
Fig. 7.7 Detaliu – Suprafața de cedare „Zona 1” (imaginea relevă sensul de coborâre) .....	114
Fig. 7.8 Detaliu – Suprafața de cedare „Zona 1” (imaginea relevă sensul de urcare) .....	115
Fig. 7.9 Detaliu morfologic din „Zona 2” .....	115
Fig. 7.10 Detaliu asupra zidului de sprijin și rigola din spatele acestuia .....	116
Fig. 7.11 Poziția stației de tratare.....	117
Fig. 7.12 Bazin de colectare al apelor uzate (volum aproximativ 300 m <sup>3</sup> ) .....	117
Fig. 7.13 Nivelul apei în bazinul colector.....	118
Fig. 7.14 Stația de tratare .....	118
Fig. 7.15 Șiroi de apă care se scurge pe versant de la stația de tratare ..	119

Fig. 7.16 Poziția forajelor geotehnice .....	119
Fig. 7.17 Realizarea forajului BH1 .....	120
Fig. 7.18 Litologia interceptată în cele două foraje suprapusă peste profilul topografic al terenului .....	121
Fig. 7.19 Poziția profilurilor realizate în zona afectată de fenomenele de instabilitate.....	121
Fig. 7.20 Profilul 1 - secțiune de rezistivitate aparentă măsurată (sus), secțiune de rezistivitate aparentă modelată (mijloc), secțiune de rezistivitate (jos).....	122
Fig. 7.21 Profilul 2 - secțiune de rezistivitate aparentă măsurată (sus), secțiune de rezistivitate aparentă modelată (mijloc), secțiune de rezistivitate (jos).....	122
Fig. 7.22 Poziționarea forajelor pentru interpretarea profilurilor de tomografie electrică .....	123
Fig. 7.23 Foreză manuală 70 mm.....	123
Fig. 7.24 Umplutură eterogenă .....	123
Fig. 7.25 Secțiunea de rezistivitate a profilului 1, cu indicarea anomaliilor de maxim.....	125
Fig. 7.26 Secțiunea de rezistivitate a profilului 2 .....	125
Fig. 7.27 Litologia interceptată în forajele BH1, F4 și BH2 (prelungită cu informația din profilul electric 2) suprapusă peste profilul topografic al terenului .....	126
Fig. 7.28 Pozițiile profilurilor 3 și 4 .....	127
Fig. 7.29 Profilul 3 - secțiune de rezistivitate aparentă măsurată (sus), secțiune de rezistivitate aparentă modelată (mijloc), secțiune de rezistivitate (jos).....	127

Fig. 7.30 Profilul 4 - secțiune de rezistivitate aparentă măsurată (sus), secțiune de rezistivitate aparentă modelată (mijloc), secțiune de rezistivitate (jos).....	128
Fig. 7.31 Nisip mediu gălbui evidențiat în zona anomaliilor de maxim	129
Fig. 7.32 Argilă cafenie interceptată în zonele din exteriorul anomaliei .....	129
Fig. 7.33 Dispunerea zonelor în care au fost interceptate depozitele nisipoase.....	130
Fig. 7.34 Schița modelului geologic .....	131
Fig. 8.1 Imagine care surprinde execuția platformei din umplutură necontrolată peste stratul de pământ vegetal .....	134
Fig. 8.2 Vedere laterală a platformei (linia roșie - limita platformei; liniile albastre – crăpături la suprafață) .....	135
Fig. 8.3 Fisuri dezvoltate perpendicular direcției de alunecare .....	135
Fig. 8.4: Dispunerea în plan a investigațiilor realizate (F – Foraj geotehnic, PDG – Penetrare dinamică grea; SEIS – profil seismic; ERT – tomografie electrică de rezistivitate) .....	137
Fig. 8.5 Diagrama de variație a rezistivității în secțiunea profilului electric 1 (tomografie electrică).....	137
Fig. 8.6 Diagrama de variație a rezistivității în secțiunea profilului electric 2 (tomografie electrică).....	138
Fig. 8.7: Diagrama de variație a rezistivității în secțiunea profilului electric 3 (tomografie electrică).....	138
Fig. 8.8 Profilul geo-electric ERT 3, situat la piciorul taluzului.....	138
Fig. 8.9 Suprapunerea rezultatelor Penetrărilor Dinamice Grele (PDG 5, PDG2, PDG 1, respectiv PDG4, PDG5 și PDG6)și a profilurilor geo-electrice (ERT1 și ERT2) în zona platformei de lucru .....	139

Fig. 8.10 Diagramele de variație a numărului de băți cu adâncimea pentru încercările de Penetrare Dinamică Grea .....	140
Fig. 8.11 Profilurile de variație în adâncime a vitezei undelor secundare .....	141
Fig. 8.12 Geometria modelului tridimensional al amplasamentului turbinei eoliene .....	142
Fig. 8.13 Geometria modelului tridimensional realizat și discretizarea acestuia.....	142
Fig. 8.14 Vedere izometrică a rezultatelor calculului (deformații specifice plastice – Roșu: 39.8%, Albastru: 0.0%) .....	143
Fig. 8.15: Secțiuni transversală prin model prezentând rezultatele calculului (deformații specifice plastice – Roșu: 39.8%, Albastru: 0.0%) .....	144
Fig. 8.16 Vedere izometrică a rezultatelor calculului (deformații totale – Roșu: 0.64m, Albastru: 0.00m).....	144
Fig. 8.17: Secțiuni transversale prin model prezentând rezultatele calculului (deformații totale – Roșu: 0.64m, Albastru: 0.00m) .....	145
Fig. 8.18 Profil de refracție realizat în lungul profilului MASW 1 .....	146
Fig. 8.19 Profil de refracție realizat în lungul profilului MASW 2 .....	146
Fig. 8.20 Profil de refracție realizat în lungul profilului MASW 3 .....	147
Fig. 9.1: Amplasamentul zonei studiate (fragment hartă topografică 1:25.000) .....	150
Fig. 9.2 Plan de situație a captării Luduș; curbe hidroizohipse [35].....	152
Fig. 9.3 Profil hidrogeologic prin terasa Mureșului [35] .....	152
Fig. 9.4 Poziția profilului de tomografie electrică .....	153
Fig. 9.5 Modelul de rezistivitate obținut.....	154
Fig. 9.6: Histograma distribuției valorilor de rezistivitate .....	156



Fig. 9.7: Model de distribuție a rezistivității electrice cu indicarea poziției probabile a stratului acvifer prin linii albe punctate .....	156
Fig. 9.8 Măsurarea nivelului piezometric .....	157
Fig. 9.9 Hartă reactualizată a variației nivelului piezometric cu indicarea poziției profilului electric realizat .....	157
Fig. 9.10 Poziția forajului realizat suprapus peste secțiunea de rezistivitate .....	158
Fig. 9.11 Litologia amplasamentului observată în foraj .....	159
Fig. 10.1 Clasificarea amplasamentelor în funcție de $V_{S30}$ conform Eurocod 8-1.1 .....	161
Fig. 10.2 Amplasament tip A ( $V_{S30}=1200\text{m/s}$ ) .....	163
Fig. 10.3 Amplasament tip C ( $V_{S30}=190\text{m/s}$ ) .....	163
Fig. 10.4: Profil seismic vertical ( $V_s$ ) obținut prin metoda SCPTu.....	164
Fig. 10.5 Curba de dispersie caracteristică înregistrării seismice .....	165
Fig. 10.6 Profil seismic vertical ( $V_s$ ) obținut prin metoda MASW .....	165
Fig. 11.1 Dispunerea punctelor de investigare în amplasament .....	170
Fig. 11.2 Curbele de dispersie selectate în cazul profilului MASW1 ....	171
Fig. 11.3 Profil de viteze $V_s$ obținut în urma procesării profilului MASW1 .....	171
Fig. 11.4 Curbele de dispersie selectate în cazul profilului MASW2....	172
Fig. 11.5 Profil de viteze $V_s$ obținut în urma procesării profilului MASW2 .....	172
Fig. 11.6: Coloana litologică aferentă F01, suprapusă cu rezultatele PDG01 și profilul mediu MASW .....	173
Fig. 11.7: Coloana litologică aferentă F02, suprapusă cu rezultatele PDG02 și profilul mediu MASW .....	173

Fig. 11.8: Coloana litologică aferentă F03, suprapusă cu rezultatele PDG03 și profilul mediu MASW .....	174
Fig. 11.9: Coloana litologică aferentă F04, suprapusă cu rezultatele PDG04 și profilul mediu MASW .....	174
Fig. 11.10: Coloana litologică aferentă F05, suprapusă cu rezultatele PDG05 și profilul mediu MASW .....	175
Fig. 11.11: Coloana litologică aferentă F06, suprapusă cu rezultatele PDG06 și profilul mediu MASW .....	175
Fig. 11.12: Coloana litologică medie aferentă F01 ÷ F06, suprapusă cu rezultatele PDG01 ÷ PDG06 și profilul mediu MASW.....	177
Fig. 11.13: Coloana litologică medie aferentă F03&F04, suprapusă cu rezultatele PDG03&PDG04 și profilul mediu MASW.....	177
Fig. 11.14: Corelații între DPH și $V_s$ pe profilul mediu, calculate pe baza relațiilor din literatură .....	178
Fig. 11.15: Comparație între corelații din literatură și rezultatele MASW .....	179



## Capitolul 1. Introducere

Caracterizarea terenului de fundare este un domeniu de foarte mare importanță în cadrul ingineriei geotehnice deoarece performanțele specifice terenului constituie baza inițială pentru orice decizie sau soluție inginerescă privind modul de realizare a fundației. În mod convențional, fiind și reglementată de normativele în vigoare [1], cercetarea terenului de fundare se bazează în special pe încercări pe probe de pământ sau rocă prelevate din foraje, respectiv încercări in situ. Modelul geotehnic al terenului se obține prin interpolarea sau extrapolarea datelor punctuale obținute prin lucrările de investigare. De cele mai multe ori, mai ales în cazul unor puncte de investigare aflate la distanțe mari sau a unui mediu geologic (sau antropoc) foarte complex, modelul se îndepărtează foarte mult de situația reală din amplasament, ceea ce poate implica stabilirea unor soluții de fundare necorespunzătoare, costuri ridicate, dificultăți tehnice și tehnologice pe durata execuției, chiar și punerea în pericol a celor care își desfășoară activitatea pe acel amplasament sau a obiectivelor învecinate.

În vederea reducerii diferențelor între modelul geotehnic extrapolat și cel real, se impune obținerea de date suplimentare complementare precum cele furnizate de metode geofizice avansate (tomografie de rezistivitate electrică [2], metode seismice [3] etc.) distribuite atât în plan, cât și în adâncime, care să fie confirmate prin intermediul metodelor clasice. Acest tip de utilizare a metodelor geofizice poate fi încadrat sub denumirea de „geofizică geotehnică”, ramură a întregului ansamblu de tehnici de investigare/caracterizare geofizică de suprafață. În acest sens, în lucrarea de față se prezintă metoda și tehnica rezistivității electrice (tomografie de rezistivitate electrică), respectiv metoda și tehnica seismică (reflexie, refracție și analiza spectrală a undelor de suprafață), analizează posibilitățile de utilizare ale acestora în vederea identificării unor obiective diferite, în condiții variate, discutând calitatea rezultatelor obținute, subliniind avantajele și dezavantajele fiecăreia funcție de obiectivul

propus, precum și corelarea datelor cu cele obținute pe baza tehnicilor „clasice” de investigare.

Cartea se adresează în primul rând studenților de la programul de master *Inginerie geologică și geotehnică ambientală* al *Facultății de Geologie și Geofizică*, cât și specialiștilor ce activează în domeniul investigării terenului de fundare, poate chiar și beneficiarilor acestor investigații. Lucrarea nu își propune a fi un manual ce prezintă întreaga bază teoretică a metodelor discutate, ci doar să evidențieze utilitatea acestora în aplicații reale, din experiența autorului.

Autorul mulțumește *a priori* tuturor celor care vor contribui cu observații și comentarii care pot conduce la îmbunătățirea unei ediții viitoare a lucrării de față.

## Capitolul 2. Perspective privind utilizarea metodelor și tehnicilor geofizice

Geofizica, în sensul strict al cuvântului, este știința care aplică legile fizicii (care stau la baza metodelor geofizice) pentru investigarea Pământului, interesul fiind direcționat către litosferă, partea solidă a Pământului [4]. Spre deosebire de **geologie**, care studiază Pământul pe baza observațiilor directe asupra diferitelor tipuri de roci, în aflorimente sau pe baza carotelor obținute din foraje, **geofizica** se bazează pe măsurarea indirectă (de cele mai multe ori de la suprafața terenului) a proprietăților fizice [5] (densitate, conductivitate/rezistivitate electrică, viteză de propagare a undelor mecanice, radioactivitate etc.) ale diferitelor tipuri petrografice. În urma procesării și interpretării datelor se obține un model geofizic.

În funcție de scara la care se realizează măsurările, geofizica este în mod tradițional separată în trei domenii majore [4]:

- a) **Geofizica planetară**, folosită în studii geofizice la scară regională, continentală și globală. Această ramură a geofizicii a formulat principiile actuale ale geologiei teoretice.
- b) **Geofizica de explorare**, care dezvoltă modele teoretice în special pentru investigarea structurilor geologice de adâncime (adâncimi de ordinul kilometrilor) pentru localizarea și evaluarea acumulărilor de substanțe minerale utile. Ca urmare a creșterii continue a consumului de resurse energetice și metale la scara planetară, geofizica de explorare a avut o dezvoltare spectaculoasă în ultimii 50 de ani.
- c) **Geofizica de mică adâncime** (Near Surface Geophysics) care, după cum sugerează și numele, se referă la aplicarea metodelor geofizice pentru evidențierea structurilor geologice și a anomaliilor geofizice localizate în apropierea suprafeței terestre



(mai puțin de 30m). Deși folosește aceleași principii fizice, se diferențiază de geofizica de explorare în primul rând prin natura corpurilor geologice (și/sau antropice) investigate, prin adâncimea zonei de investigare (adâncimi de ordinul zecilor de metri) și prin domeniul de aplicabilitate.

În Fig. 2.1 este prezentată clasificarea metodelor de investigare geofizică din punctul de vedere al aplicabilității acestora [6]

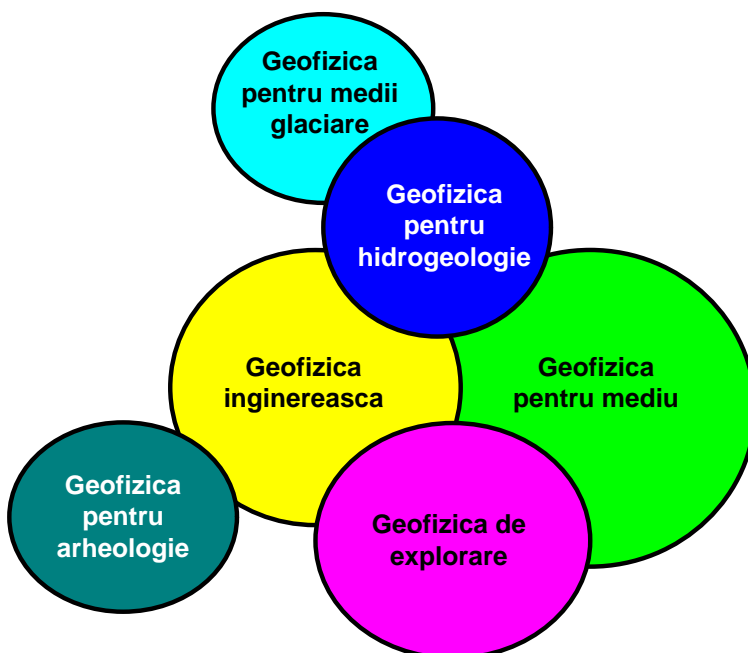


Fig. 2.1: Clasificare domeniilor de aplicabilitate ale metodelor geofizice după Reynolds [6]

Geofizica de mică adâncime se diferențiază în funcție de tipul măsurărilor efectuate și de domeniul de aplicabilitate, respectiv:

- **Geofizică de mediu (Environmental Geophysics)** cu o mare aplicabilitate în domeniul protecției mediului și care se referă în general la identificarea surselor de contaminare și zonelor contaminate (pământuri, ape subterane), cât și la monitorizarea evoluției acestora.
- **Geofizică ingineriască (Engineering Geophysics)** cu aplicabilitate în domeniul ingineresc, această ramură fiind orientată în special spre investigarea structurii geologice de mică adâncime și determinarea

parametrilor fizico-mecanici (porozitate, umiditate, caracteristici de deformabilitate, grad de fisurare a rocilor etc.). În unele lucrări de specialitate apare și termenul „Geotechnical Geophysics” [7], dar este mai rar utilizat.

În literatura de specialitate din România nu se face distincție între cele două ramuri ale geofizicii de mică adâncime, termenul de „**geofizica mediului înconjurător**” sau „**geofizică ambientală**” incluzându-le pe amândouă.

- **Geofizică arheologică (Archaeo-geophysics)** caracterizată prin tehnici specifice utilizate în exclusivitate pentru investigarea siturilor arheologice.

Chiar dacă a fost folosită încă de la începutul secolului XX concomitent cu geofizica de explorare, geofizica de mică adâncime s-a diferențiat ca o ramură de sine stătătoare abia de la începutul anilor '90 datorită creșterii interesului pentru protecția mediului înconjurător. Metodele geofizice au fost intens folosite în special pentru identificarea zonelor contaminate cu diferiți poluanți, în scopul remedierii acestor areale.

Primele utilizări ale metodele geofizice în inginerie (în special prin metode seismice) s-au folosit pentru investigarea amplasamentelor marilor baraje și a tunelurilor, în scopul determinării variației litologice și a gradului de fisurare ale masivelor de roci, iar mai apoi la monitorizarea acestora [8].

Primii specialiști care au activat în domeniul geofizicii de mică adâncime au fost inginerii geofizicieni care au profesat inițial în domeniul geofizicii de explorare, reorientându-se apoi spre probleme de mediu sau ingineresti. În anul 1992 a fost înființată asociația profesională internațională „The Environmental and Engineering Society” (EEGS). Metodele geofizice existente au fost adaptate pentru adâncimi de investigare reduse și pentru identificarea unor obiective de dimensiuni mici, cele mai importante modificări ale aparaturii și ale dispozitivelor de măsură fiind în scopul creșterii rezoluției spațiale și temporale.

Spre deosebire de tehnicile clasice de investigare bazate pe informații punctuale obținute din foraje (tehnică invazivă pentru mediul înconjurător), metodele geofizice moderne se bazează pe tehnici non-invazive cu ajutorul cărora se obțin informații de pe o suprafață mult mai mare (de obicei în lungul unor profiluri de achiziție), într-un timp relativ scurt. Metodele moderne implică măsurări indirecte astfel că datele

obținute în etapa de achiziție (valorile primare ale măsurărilor efectuate în teren) nu pot fi utilizate ca atare, respectiv trebuie procesate și apoi interpretate. Orice eroare care apare în primele două etape (achiziție și procesare) poate avea un caracter decisiv asupra corectitudinii modelului geofizic obținut, din acest motiv personalul care operează în acest domeniu trebuie să aibă o expertiză adecvată pentru aplicarea acestor metode.

Modelul geologic-geotehnic se obține prin interpretarea modelului geofizic (etapa a treia). Cele două modele sunt echivalente în foarte puține situații. Chiar și în cazul unei foarte bune achiziții și procesări a datelor înregistrate, trecerea de la modelul geofizic la cel geologic nu este una ușoară, deoarece mai multe modele geologice pot fi soluții corecte pentru interpretarea aceluiași model geofizic, fapt cunoscut ca „ambiguitatea în interpretarea datelor geofizice” [9]. Modelele geologice rezultate sunt asemănătoare, dar lipsa de univocitate a soluției este uneori descurajatoare, mai ales pentru specialiștii obișnuiți doar cu datele exacte, obținute în urma măsurărilor directe. Calibrarea modelului geofizic cu datele obținute din foraje reduce ambiguitatea interpretării, folosirea combinată a metodelor geofizice împreună cu cele clasice ducând la obținerea unor modele geologice cu un grad mare de încredere. De cele mai multe ori abordarea modelării combinate de validare a modelului se dovedește a fi mai rapidă, mai economică și mult mai exactă față de folosirea exclusivă a unei singure tehnici de investigare.

Utilizarea din ce în ce mai frecventă a investigațiilor geofizice în domeniul ingineriei geotehnice a condus la formarea de specialiști și metode specifice, conturându-se astfel o nouă categorie a geofizicii de mică adâncime – **geofizica geotehnică** (geotechnical geophysics) – reprezentând o punte între ingineria geotehnică, geofizica inginerească și geofizica pentru mediu (Fig. 2.2).

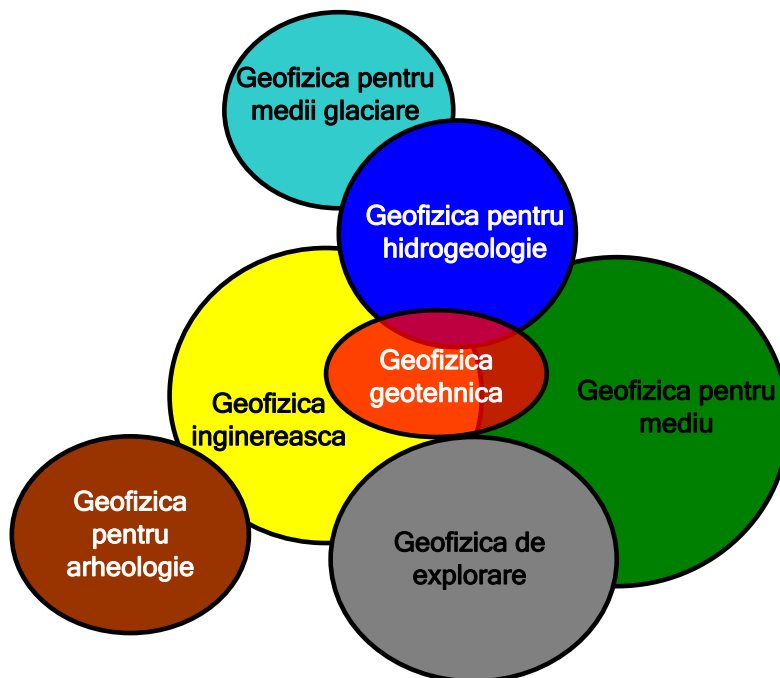


Fig. 2.2: Încadrarea geofizicii geotehnice în domeniile de investigare geofizică (adaptat după Reynolds )

Pe lângă metodele de investigare împrumutate din celelalte domenii ale geofizicii de mică adâncime (e.g. tomografie electrică, seismică de refracție etc.), domeniul geofizicii geotehnice implică o serie de măsurări specifice precum metodele seismice down-hole [10], up-hole sau cross-hole [11]. Totodată, scopul investigațiilor servește determinării caracteristicilor geometrice și fizico-mecanice ale corpurilor litologice în vederea susținerii calculului geotehnice și a executării lucrărilor în condiții de siguranță.

Deoarece lucrarea de față este destinată în special caracterizării stratului superficial al Pământului, în cele ce urmează se va face o scurtă trecere în revistă a metodelor geofizice cu aplicabilitate în geofizica geotehnică.

## 2.1 Metodele seismice

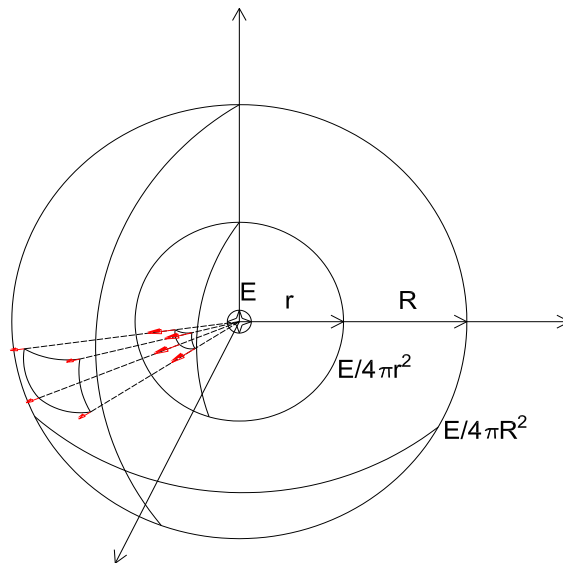
Metodele seismice sunt cele mai utilizate metode de investigare ale geofizicii geotehnice, parametrii mășurați fiind vitezele de propagare ale undelor longitudinale și transversale prin diferitele strate (corpuri) geologice: valorile vitezelor de propagare ale undelor longitudinale și

transversale depind de proprietățile fizico-mecanice ale rocilor constituente.

Energia de excitare a undelor seismică este generată în mod uzual cu ajutorul unei surse de impact, ciocan cu greutatea de cel puțin 10 kg care lovește o placă aflată în contact cu suprafața terenului, sau folosind mici cantități de dinamită detonată în foraje de mică adâncime (2-3 m). În ambele cazuri o cantitate mare de energie mecanică este eliberată punctual, aceasta propagându-se radial din zona de generare. La întâlnirea unui material cu impedanță acustică (produsul dintre viteză și densitate) diferită, o parte din energie se reflectă și se întoarce spre suprafața terenului iar o parte din energie se refractă, propagându-se în adâncime. Unda refractată poate da naștere unei noi reflexii la întâlnirea următorului strat cu impedanță acustică diferită. Energia care ajunge la suprafața terenului este înregistrată cu ajutorul geofoanelor verticale (cel mai des folosite) sau orizontale.

Energia mecanică generată de sursă se propagă sub forma mai multor tipuri de unde:

- unde de volum, care sunt alcătuite din undele principale (undele P) și undele secundare (undele S);
- unde de suprafață, alcătuite de undele Rayleigh și undele Love.



**Fig. 2.3: Propagarea radială a energiei mecanice dintr-un punct sursă într-un mediu izotrop**

Undele primare (undele P) poartă această denumire deoarece au cea mai mare viteză de propagare, acestea ajungând primele de la sursă la receptor (geofon). Undele P se propagă prin comprimări și dilatări succesive ale mediului pe care îl traversează, aceste mici deformații se produc în lungul direcției de propagare a undei (undă longitudinală).

Undele secundare (undele S) sunt numite astfel deoarece au viteze mai mici de propagare față de undele primare (aproximativ 60% din viteza undelor primare), ele ajungând la receptor după sosirea undelor P. În cazul undelor secundare, propagarea energiei se face prin mici deformații pe direcție perpendiculară față de direcția de propagare (undă transversală). Față de undele principale care se pot propaga prin toate mediile (solid, lichid, gazos), undele secundare se propagă doar prin solide deoarece deformările sunt generate de forțe de forfecare.

Undele Love sunt foarte asemănătoare cu undele secundare fiind compuse în principal din mișcări de forfecare în plan orizontal care se propagă în apropierea suprafeței [12].

Undele Rayleigh au o propagare complexă (mișcare eliptică retrogradă) fiind asemănătoare cu mișcarea particulelor de apă antrenate de un val [13].

În studiile seismice de mică adâncime cea mai mare parte din energie se propagă sub forma undelor de suprafață. Datorită faptului că undele de suprafață au viteze de propagare mai mici decât undele de volum, acestea se pot diferenția foarte ușor pe înregistrările seismice, cu atât mai bine cu cât distanța dintre sursă și receptor crește.

Echipamentul necesar realizării unei investigații seismice de mică adâncime este compus dintr-o sursă de generare a undelor mecanice, un seismograf (unitate de achiziție) și mai mulți receptori (geofane). Sursa seismică poate fi explozibil, o armă de foc, un ciocan sau o greutate care cade liber pe o placă metalică, variind în funcție de adâncime de investigare dorită, caracteristicile terenului și nivelul de zgomot din amplasament. Pentru fiecare înregistrare poziția sursei se identifică cu poziția „punctului de pușcare”, chiar dacă sursa nu este de natură explozivă.

Concomitent cu generarea energiei în punctul de pușcare receptorii încep să înregistreze oscilațiile verticale sau orizontale ale punctelor în care sunt



fixați, oscilații generate de diferitele unde seismice (unde refractate, unde reflectate și unde de suprafață), în urma fenomenelor de reflexie, refracție și dispersie (Fig. 2.4).

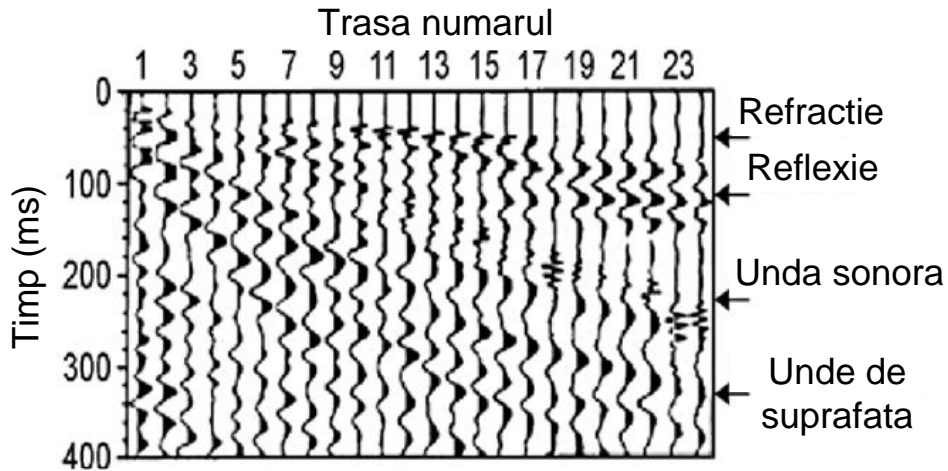
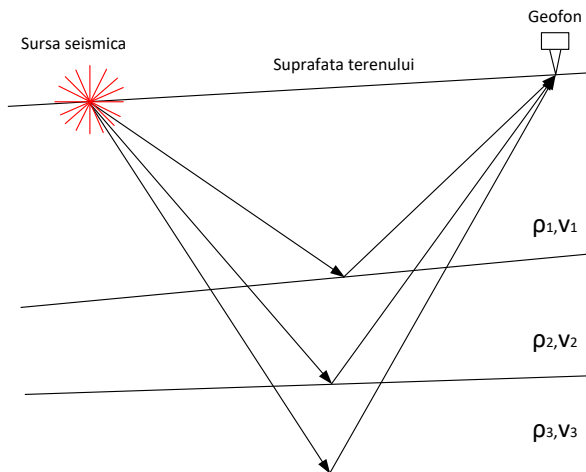


Fig. 2.4: Înregistrare seismică cu 24 de geofoane

În funcție de timpul de undă analizat și de tehnicile specifice de procesare a datelor, metodele seismice se împart în:

- seismică de reflexie;
- seismică de refracție;
- analiza undelor de suprafață.

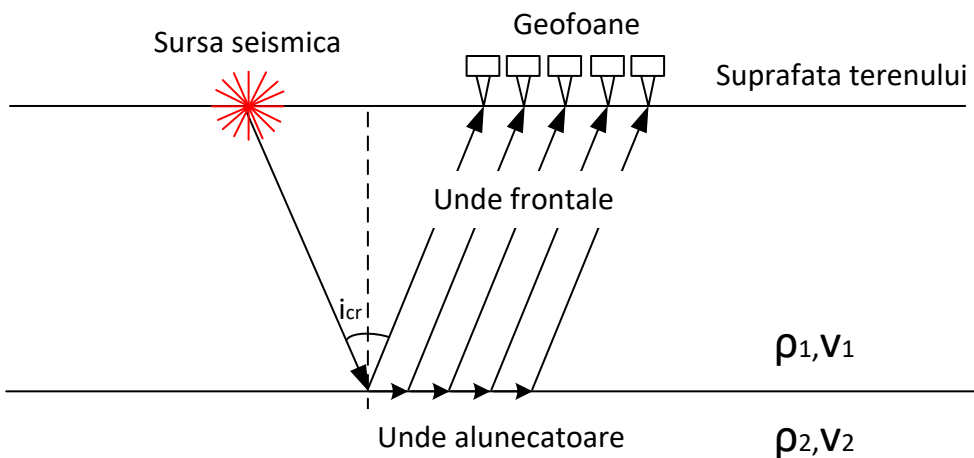
**Seismica de reflexie** se bazează pe informația conținută de undele simplu reflectate.



**Fig. 2.5: Exemplu de unde simplu reflectate**

Procesarea înregistrărilor seismice este foarte laborioasă și necesită programe de calcul computerizat specializate, acest tip de investigații fiind specifice explorării a zăcămintelor de hidrocarburi.

**Seismica de refracție** utilizează ca semnal util undele frontale rezultate în urma fenomenului de refracție critică.



**Fig. 2.6: Formarea undelor alunecătoare și frontale în cazul unghiului critic de incidență**

Procesarea înregistrărilor seismice este foarte simplă, analizându-se doar timpii corespunzători primei sosiri a unei seismice pentru fiecare geofon

în parte. Se pot folosi programe specializate de calcul sau se poate recurge și la calculul manual în cazul unui cadru geologic nu foarte complicat.

**Analiza spectrală a undelor de suprafață (multichannel analysis of surface waves – MASW)** analizează undele de suprafață și caracterul dispersiv al acestora (unde de frecvențe diferite au adâncimi și viteze de propagare diferite).

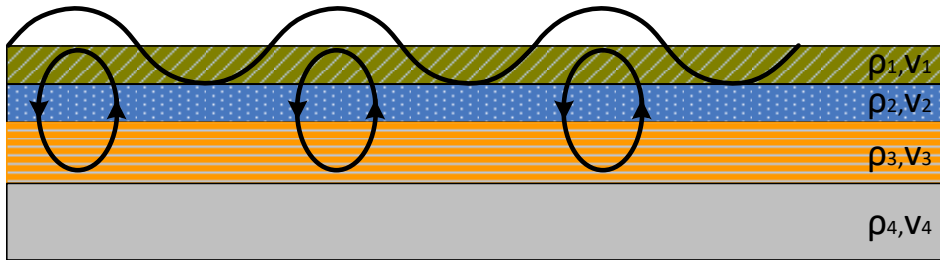


Fig. 2.7: Adâncimi de penetrare pentru unde Rayleigh cu frecvență redusă

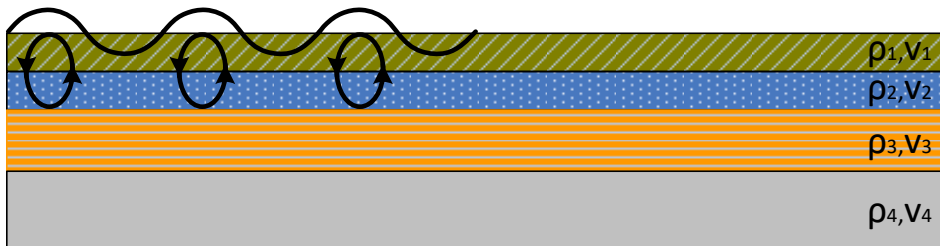


Fig. 2.8: Adâncimi de penetrare pentru unde Rayleigh cu frecvență medie

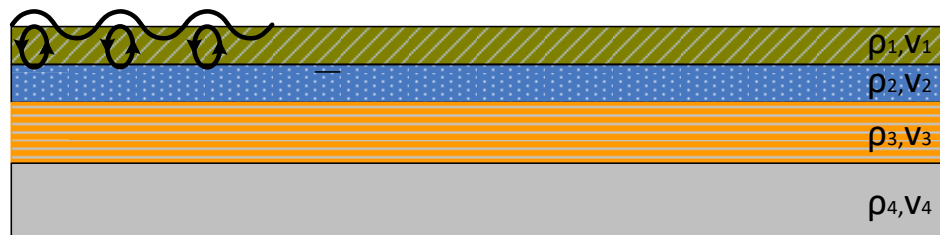


Fig. 2.9: Adâncimi de penetrare pentru unde Rayleigh cu frecvență mare

În aceste cazuri prelucrarea datelor se efectuează doar cu programe specializate în procesarea semnalului seismic.

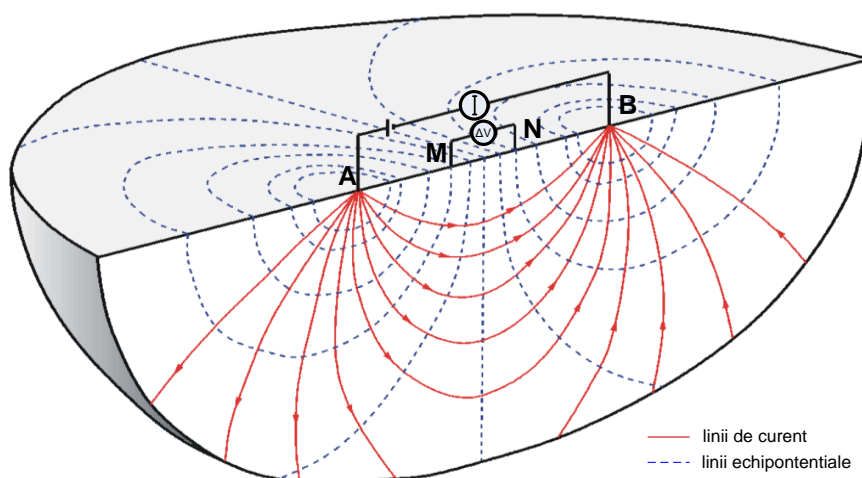
Această metodă este frecvent folosită în ingineria geotehnică pentru a estima viteza undelor de forfecare pe primii zeci de metri ai terenului de fundare.

Adâncimea de investigare este de aproximativ o jumătate de lungime de undă, aceasta fiind direct proporțională cu viteza de propagare a undelor secundare (viteza medie ponderată a pachetului de strate prin care unda se propagă) și frecvența oscilației.

## 2.2 Metoda rezistivității electrice

Metoda rezistivității electrice este folosită pentru determinarea variațiilor verticale și orizontale de rezistivitate electrică ale mediului subteran, acest tip de măsurări având foarte multe aplicații printre care se numără: determinarea nivelului freatic, diferențierea formațiunilor geologice, identificarea golurilor subterane etc. [6].

Metoda are la bază legea lui Ohm și constă în măsurarea rezistivității aparente cu un dispozitiv de măsurat format de obicei din 4 electrozi. Prin intermediul a doi electrozi se introduce un curent (electrozi de injecție - A,B -) continuu de scurtă durată, iar ceilalți doi electrozi sunt folosiți pentru a măsura diferența de potențial electric (electrozi de potențial - M,N -).



**Fig. 2.10: Reprezentarea schematică a distribuției curentului în teren în cazul folosirii unui dispozitiv cu 4 electrozi (dispozitiv ABMN)**

În funcție de numărul de electrozi folosit și de geometria dispozitivului există mai multe dispozitive de înregistrare (Schlumberger [14], Wenner

[14], Dipole-Dipole [15] etc.), fiecare dispozitiv având rezoluții (verticală și orizontală) și adâncimi de investigare diferite.

În funcție de distribuția spațială a valorilor de rezistivitate aparentă măsurate, metodele de rezistivitate electrică se împart în:

- metoda sondajului electric vertical;
- metoda profilării;
- tomografie de rezistivitate electrică.

**Metoda sondajului electric vertical** se folosește pentru determinarea variațiilor verticale de rezistivitate electrică a mediului subteran și constă în efectuarea de măsurări repetate păstrând fixă poziția electrozilor de potențial și măririi succesiv distanța dintre electrozii de curent (de injecție). Odată cu creșterea lungimii dispozitivului de injecție crește adâncimea de penetrare a curentului electric, obținându-se informații de la adâncimi din ce în ce mai mari.

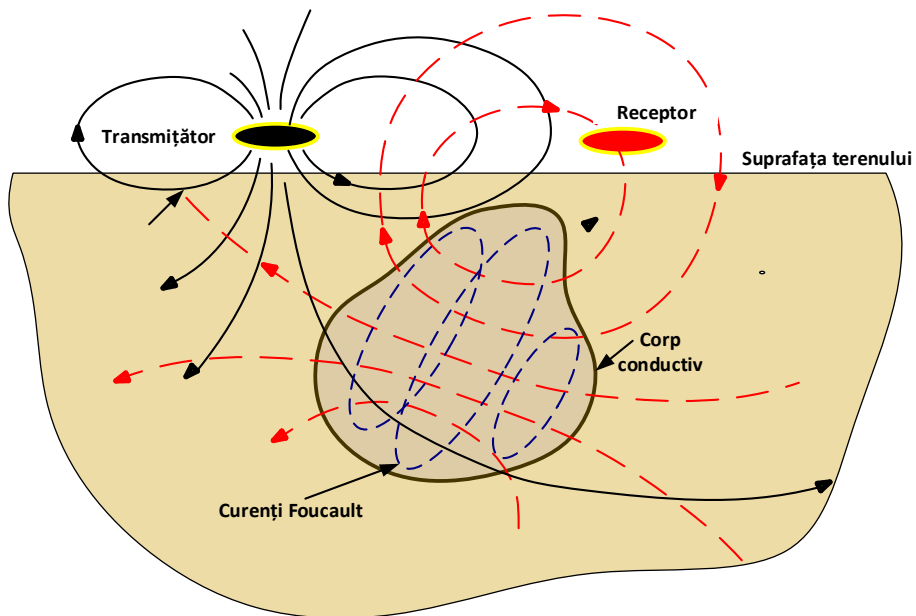
**Metoda profilării** este folosită pentru determinarea variațiilor orizontale ale rezistivității electrice, obținându-se un profil orizontal de rezistivitate aparentă specific pentru o anumită adâncime de investigare. În timpul efectuării măsurărilor, distanța dintre electrozii de măsură și cei de curent este păstrată constantă, măsurările efectuându-se în poziții succesive în lungul unui profil, translătându-se întreg dispozitivul de măsură. Adâncimea de investigare este direct proporțională cu lungimea dispozitivului de măsură, putându-se realiza hărți și profile de rezistivitate electrică aparentă pentru mai multe nivele de adâncime.

**Metoda tomografiei de rezistivitate electrică** este o metodă hibridă obținută prin combinarea metodei sondajului electric vertical cu cea a profilării, obținându-se astfel informații cu bună distribuție atât verticală cât și orizontală. Datorită densității mari a punctelor de măsură (rezoluție spațială bună) această metodă este cel mai des utilizată în investigațiile specifice domeniului ingineresc.

### 2.3 Metode electromagnetice

La fel ca și metodele electrice, metodele electromagnetice măsoară în principal variații ale rezistivității mediului subteran, diferența esențială fiind înlocuirea dispozitivului de injecție a curentului în teren cu o

emițător (antena) de unde electromagnetice. Această antena generează în mediul înconjurător un câmp electromagnetic numit câmp primar, într-un interval de timp foarte scurt. Dacă în stratul superficial al Pământului se găsesc corpuri conductoare aflate în raza de influență a câmpului primar, atunci iau naștere curenți Foucault [16], cunoscuți și sub numele de „*Eddy currents*” (curenți turbionari de inducție electromagnetică). Curenții Foucault variabili generează la rândul lor un câmp electromagnetic secundar care poate fi înregistrat cu ajutorul unui receptor/detector (bobină).



**Fig. 2.11: Reprezentarea schematică a principiului metodelor electromagnetice (după Grant și West [17])**

Metodele în care antenele sunt alimentate cu un curent alternativ de diferite frecvențe poartă denumirea de „metode electromagnetice în domeniul frecvență” (FDEM „Frequency Domain Electromagnetic” sounding). Măsurările sunt realizate continuu, la bobina receptor înregistrându-se interferența dintre câmpul primar și cel secundar, adâncimea de investigare variind în funcție de frecvență antenei și de rezistivitatea terenului.

Metodele FDEM se pot împărți în două categorii:

- metode inductive, în care echipa care realizează măsurările folosește o antenă și un receptor;
- metode radioelectrice, în care se folosește doar receptorul, câmpul primar fiind constituit de undele radioelectrice generate de antenele posturilor radiofonice.

În cazul în care în locul curentului alternativ se folosesc pulsuri de curent continuu de mare intensitate, metodele poartă numele de „metode electromagnetice în domeniul timp”. Generarea câmpului primar se face într-un timp scurt (20ms-40ms), după care curentul este întrerupt, în următoarele aproximativ 100ms măsurându-se câmpul secundar.

Față de metoda de rezistivității electrice metodele electromagnetice sunt mult mai rapide în ceea ce privește achiziția datelor dar sunt mult mai sensibile la prezența liniilor de curent electric sau a unor corpuri conductive, acest lucru rezultând în măsurări ”foarte zgomotoase” i.e. în care peste semnalul util se suprapune un semnal aleator cu intensitate comparabilă cu cea a semnalului util. Atât achiziția datelor cât și interpretarea acestora necesită personal mult mai calificat decât cel folosit în cazul metodelor electrice.

#### **2.4 Metoda penetrării de tip radar a subsolului (Ground-Penetrating Radar - GPR)**

Metoda GPR se aseamănă, principial, foarte mult cu metoda seismică de reflexie, aceasta folosind unde electromagnetice în locul undelor seismice. Sursa este un emițător de înaltă frecvență (10 MHz – 10 GHz), iar receptorul este o bobină. Unda electromagnetică generată de antenă se propagă în subsol, iar la întâlnirea unui mediu cu proprietăți dielectrice diferite apar fenomenele de reflexie și refracție a undei incidente. Unda reflectată se îndreaptă spre suprafață și este înregistrată de receptor iar unda refractată își continuă drumul în adâncime. Constanta dielectrică sau permitivitatea dielectrică a mediului geologic este influențată în cea mai mare parte de conținutul de apă, apa având o constantă dielectrică de circa 80.

Viteza de propagare a undelor electromagnetice (V) într-un mediu este condiționată de constanta/ permitivitatea relativă dielectrică  $\epsilon_r$  a mediului

și de permeabilitatea magnetică relativă  $\mu_r$ . În cazul pământului  $\mu_r \approx 1$ , respectiv valoarea lui  $V$  poate fi aproximată prin:

$$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.1)$$

unde  $c$  este viteza luminii în vid.

Această aproximare este aplicabilă în cazul frecvențelor mari (10 MHz – 1000 MHz) și în medii cu conductivitatea mai mică decât 10 mS/m.

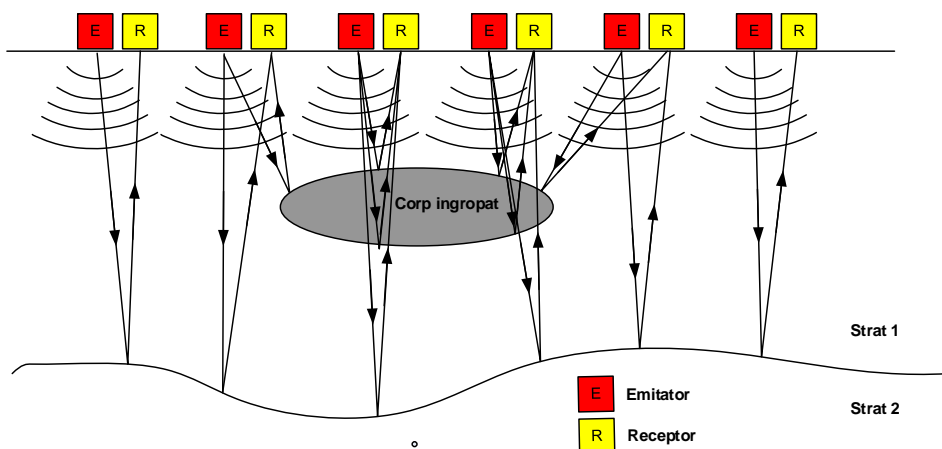
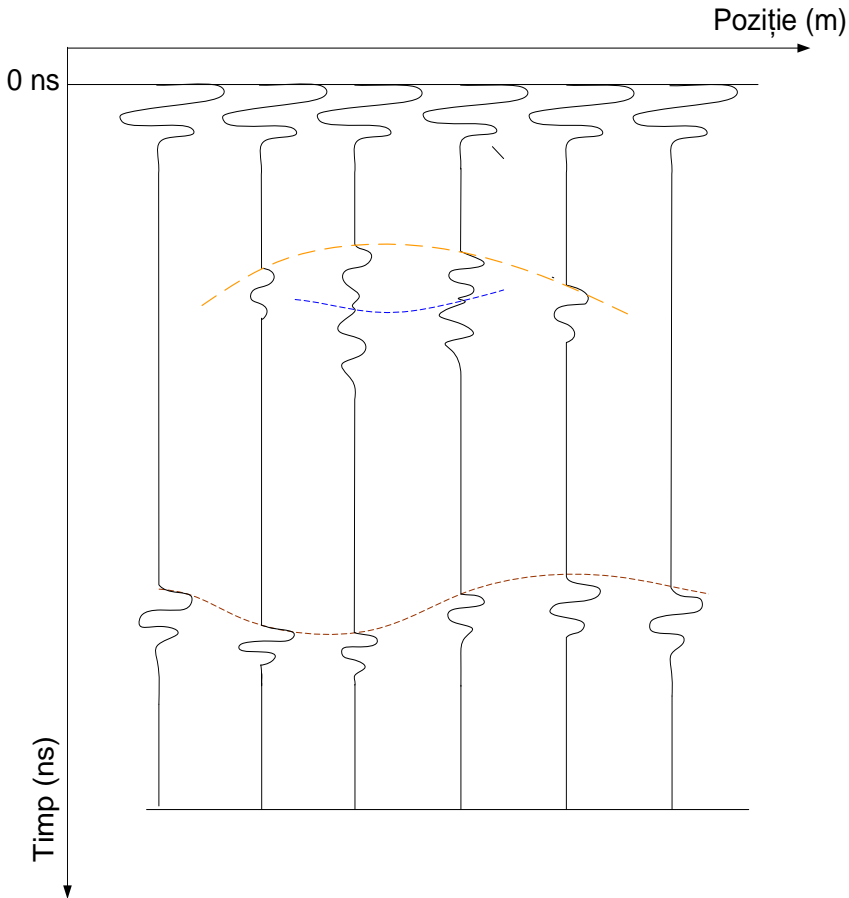


Fig. 2.12: Reprezentarea schematică a principiului metodei GPR





**Fig. 2.13** Reprezentarea schematică a a unor diagrame radar corespunzătoare cazului prezentat în Fig. 2.12

În tabelul de mai jos sunt prezentate valorile constantei dielectrice, a vitezei de propagare și atenuarea undelor radar pentru diferite medii de propagare pentru o frecvență de 100 MHz.

Material	$\epsilon_r$	$\sigma$ (mS/m)	V(m/ns)	$\alpha$ (Db/m)
Apa distilată	1	0	0.3	0
Apa proaspătă	80	0.01	0.033	0.002
Apa marină	80	0.5	0.033	0.01
Nisip uscat	80	30000	0.01	1000
Nisip saturat	20-30	0.1-1	0.06	0.03-0.3
Argilă	5-40	2-1000	0.06	1-300
Calcar	4-8	0.5-2	0.12	0.4-1
Granit	4-6	0.01-1	0.13	0.01-1

Material	$\epsilon_r$	$\sigma$ (mS/m)	V(m/ns)	$\alpha$ (Db/m)
Sare masivă (uscată)	5-6	0.01-1	0.13	0.01-1
Gheață	3-4	0.01	0.16	0.01

**Tab. 2.1** Constanta dielectrică ( $\epsilon_r$ ), conductivitatea electrică ( $\sigma$ ), viteza și atenuarea ( $\alpha$ ) măsurată în diferite medii de propagare, pentru frecvența de 100MHz

Adâncimea de pătrundere specifică metodei GPR este invers proporțională cu frecvența antenei, adâncimile medii de investigare fiind prezentate în tabelul de mai jos.

f(MHz)	2500	1000	500	200	100	50	25	10
h(m)	0.5	1	5	10	15	20	30	50

**Tab. 2.2** Adâncime medie de investigare a metodei GPR în funcție de frecvența antenei

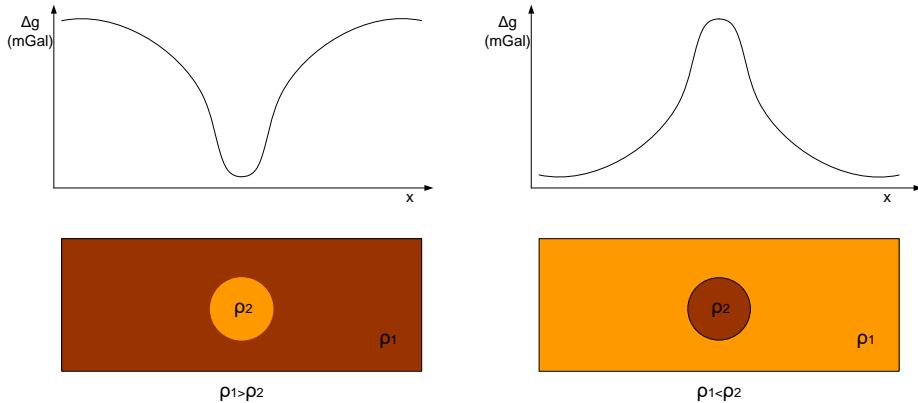
Odată cu creșterea adâncimii de investigare, prin alegerea unor frecvențe joase, se diminuează rezoluția spațială (capacitatea sistemului de a face diferența dintre două semnale apropiate din punct de vedere geometric). Acest fapt impune un compromis între adâncimea de investigare și rezoluția sistemului GPR. Metoda GPR prezintă cea mai mare rezoluție spațială dintre toate metodele geofizice.

Prelucrarea și interpretarea datelor GPR se realizează în mod asemănător prelucrării datelor specifice seismicii de reflexie. Achiziția datelor este rapidă, într-un timp scurt acoperindu-se o suprafață considerabilă. Principalul dezavantaj al metodei GPR este adâncimea redusă de investigare, ea fiind cel mai des folosită în studii arheologice sau pentru punerea în evidență a obiectelor îngropate și a rețelelor de utilități din mediul urban.

## 2.5 Metoda gravimetrică

Metoda gravimetrică constă în măsurarea accelerației gravitaționale într-o rețea bine definită de puncte și în interpretarea hărților de variație ale acesteia. Accelerația gravitațională măsurată (de cele mai multe ori la suprafața terenului) este determinată de distribuția densității mediului geologic/antropic din vecinătatea punctului de măsurare. Variația accelerației gravitaționale este foarte mică pentru punerea în evidență fiind nevoie de instrumente de măsură (gravimetre) de foarte mare sensibilitate.

Valoarea accelerației gravitaționale este de aproximativ 980 000 de miligali (unitate de măsură folosită în domeniul gravimetriei, 1 miligal=0,001 cm/s<sup>2</sup>), iar acuratețea aparatelor de măsură depășește 0,001 miligali.



**Fig. 2.14: Representarea schematică a principiului metodei gravimetrice**

Prospecțiunea gravimetrică este foarte folosită în studii geofizice la scară regională și planetară fiind considerată o „metodă structurală” datorită posibilității acesteia de a evidenția marile structuri geologice, prin această metodă putându-se obține informații de la zeci de kilometri adâncime.

În cadrul geofizicii geotehnice metoda gravimetrică se folosește în special pentru identificarea domurilor diapire și a golurilor subterane naturale (carstice) sau antropice (subsoluri îngropate, galerii de mină). Metoda nu este influențată de prezența unor obiecte sau rețele metalice îngropate, dar este foarte sensibilă la zgomot de natură mecanică, iar achiziția datelor necesită o foarte mare exactitate a măsurărilor (gravimetrice și topografice).

## 2.6 Metoda magnetometrică

Metoda magnetometrică se bazează pe măsurarea câmpului geomagnetic (câmpul magnetic terestru) în diferite puncte de măsurare și interpretarea variației acestuia. Variațiile intensității câmpului magnetic măsurat sunt datorate distribuției neregulate a corpurilor geologice sau antropice cu proprietăți magnetice diferite, astfel generându-se anomalii magnetice.

Prospecțiunile magnetice au fost folosite cu precădere în domeniul explorării substanțelor minerale solide feromagnetice și în studiile tectonice (măsurări la scară regională), dar au și o foarte mare aplicabilitate în detectarea obiectelor cu proprietăți magnetice îngropate (rezervoare, conducte, elemente din beton armat, ziduri de cărămidă etc).

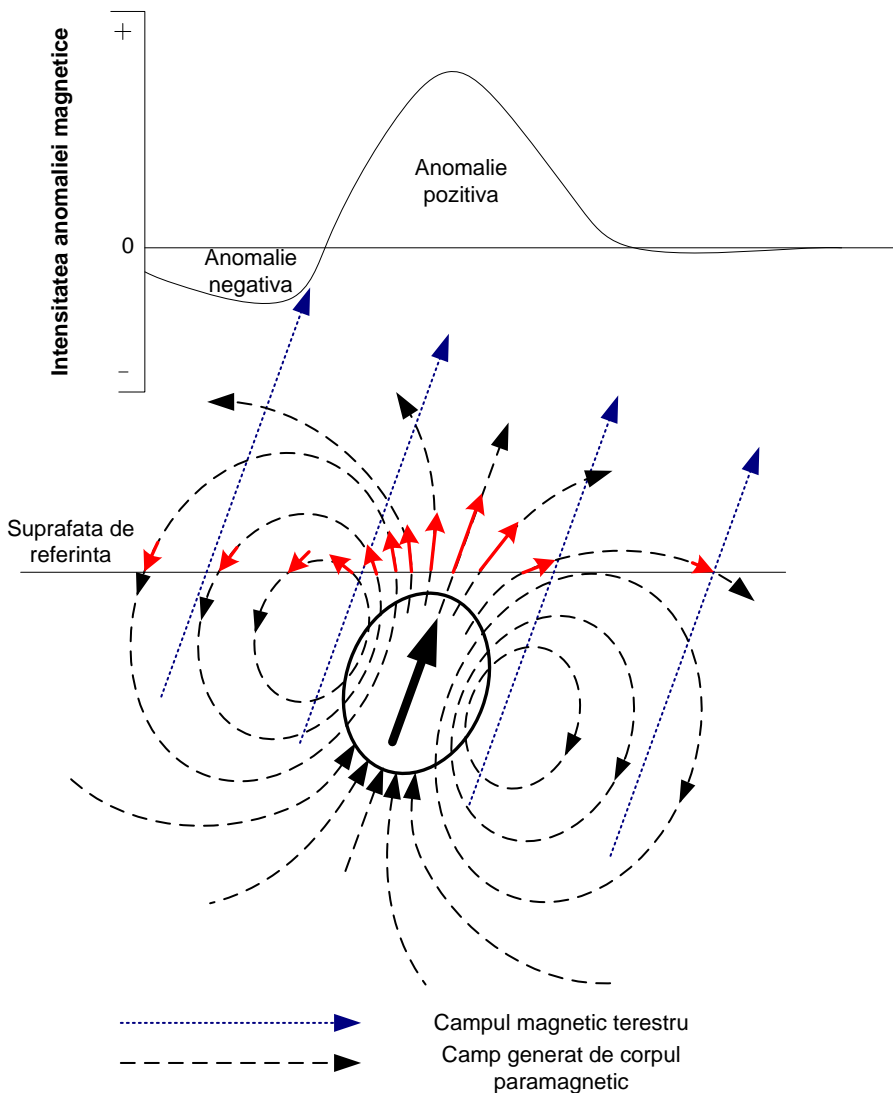
Măsurările se efectuează într-o rețea de puncte sau în lungul unor profiluri, obținerea datelor fiind foarte rapidă, într-un scurt interval de timp poate fi acoperită o foarte mare suprafață de interes. În funcție de aparatura folosită se poate măsura intensitatea câmpului geomagnetic (măsurări absolute) sau variații ale componentei verticale și orizontale (măsurări relative) ale câmpului total, acuratețea uzuală a magnetometrelor fiind de 1 nanoTesla.

În cazul României, valorile uzuale ale elementelor câmpului geomagnetic sunt [18]:

- mărimea inducției câmpului geomagnetic normal ( $B_n$ ), T: ~ 47000 – 48000 nT;
- componenta orizontală a inducției câmpului geomagnetic,  $B_h$ : ~ 20000 – 23000 nT;
- componenta verticală a inducției câmpului geomagnetic,  $Z$ : ~ 40000 – 43000 nT.

Elementele inducției câmpului geomagnetic pot avea variații diurne foarte mari iar pentru înlăturarea acestui fenomen în timpul achiziției se folosesc două magnetometre, unul fix, care înregistrează variația diurnă în amplasament și unul mobil care înregistrează valorile câmpului în diferite puncte de măsurare. La sfârșitul sau în faza de procesare, înregistrările realizate cu magnetometrul mobil sunt corectate în funcție de variația diurnă înregistrată în stația de bază.

Prezența în subsol a unor corpuri cu proprietăți magnetice generează variații ale câmpului geomagnetic normal. Forma anomaliilor astfel rezultate depinde atât de orientarea și intensitatea câmpului geomagnetic cât și de ce al corpului magnetic îngropat (Fig. 2.15).



**Fig. 2.15:Reprezentarea schematică a principiului metodei magnetometrice. Exemple de anomalii magnetice**

Procesarea datelor implică folosirea de programe de calcul specializate și de personal instruit. Rezultatele obținute sunt reprezentate sub forma hărților sau profilurilor de variație a diferitelor elemente ale câmpului geomagnetic. Interpretarea rezultatelor este preponderent calitativă, poziția în plan a corpului perturbator fiind determinată cu exactitate adecvată, dar dimensiunea acestuia și adâncimea de îngropare sunt greu de măsurat cu exactitate. În geofizica inginerească metoda magnetică se

folosește în special pentru identificarea obiectelor sau rețelelor metalice îngropate.

## **2.7 Aplicarea metodelor geofizice în investigarea terenului de fundare**

Începând cu anii '80, când interesul pentru geofizica inginerescă a început să crească și mai ales în anii '90, odată cu înființarea asociației „The Environmental and Engineering Society” (EEGS), a fost publicat un număr însemnat de lucrări referitoare la aplicarea metodelor geofizice de mică adâncime [19, 20, 7, 21, 22, 6, 23, 24, 25], în unele lucrări s-au făcut recomandări pentru folosirea anumitor metode în funcție de tipul obiectivului investigat. Cu toate acestea, există un singur document cu „caracter” normativ i.e. ASTM D6429-99 [26] care face recomandări privind aplicarea metodelor de măsurare în funcție de caracteristicile pământului și scopul urmărit (Fig. 2.16).

După cum se specifică și în ASTM D6429-99, acest document nu este un normativ procedural propriu-zis, ci mai degrabă un ghid care sugerează doar ce fel de investigații pot fi folosite, reușita acestora fiind determinată de condițiile de teren, intuiția și priceperea în stabilirea rețelelor și profilurilor de măsură cât și mai ales de procesarea și interpretarea datelor.

În anul 2004, în Statele Unite ale Americii, în cadrul unei campanii naționale de informare și promovare a aplicabilității metodelor geofizice este publicat „Application of Geophysical Methods to Highway Related Problems” (Aplicarea metodelor geofizice în probleme legate de construcția autostrăzilor), documentul fiind distribuit departamentelor de transporturi (Department of Transport – DoT) al fiecărui stat membru.

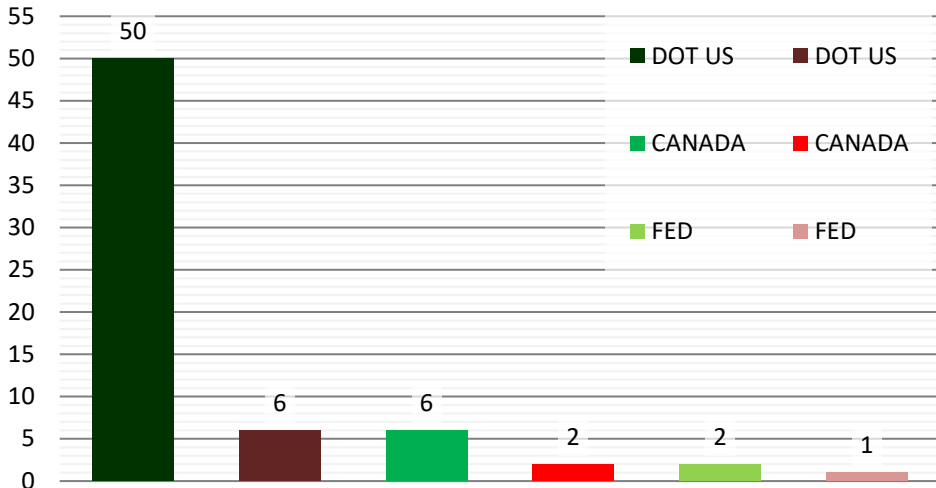
Obiectivul investigat	Metode												
	Seismice				Electro-magnetice			Electrice		Altele			
	Seismica de refractie	Seismica de reflexie	Tomografie seismica	Analiza undelor de forfecare	Analiza undelor de suprafata (MASW, SASW)	Analiza undelor EM in domeniul frecventa	Analiza undelor EM in domeniul timp	Metoda Very Low frequency	Rezistivitate electrica	Potential indus	Microgravimetrie	Magnetometrie	Ground Penetrating Radar (GPR)
Adancimea rocii de baza	P	P	P		P			s	s	s	s		
Excavabilitate	P		P	P									
Variatia vericcale sau laterale ale proprietatilor mecanice	P		P	P	P								
Localizare faliilor sau a zonelor fracturate	s	P	P	P	s	s		s	s	s	s	s	s
Investigarea zonelor carstice		s	P		P	s				P			
Prezenta anomaliilor situate la adancimi mici					s				s				
Caracteristici fizico mecanice si litologice			s	s	s	P		s	P	P			
Investigarea umpluturilor (gropi de deseuri, rezervoare ingropate)					s		P		P	P		P	P
Adancimea nivelului hidrostatic	s		s			P		P	P	P			
Calitatea apei (dulce-salina)						P		P	P	s			

P – metoda principala de lucru

s – metoda secundara sau alternativa de lucru

**Fig. 2.16: Metode geofizice recomandate pentru diferite aplicatii (după ASTM D6429-99 [26])**

La doi ani după campania de promovare, în anul 2006, P.C. Sirles realizează un sondaj referitor la aplicarea metodelor geofizice în cadrul proiectelor de autostrăzi („Use of Geophysics for Transportation Projects - A Synthesis of Highway Practice”). La acest sondaj a participat toate departamentele de transporturi (echivalentul ministerului transporturilor) din cele 50 de state membre SUA, 8 agenții canadiene și 3 agenții federale americane. În urma sondajului a rezultat că 87% (Fig. 2.17) din autoritățile chestionate au folosit investigații geofizice în ultimii 5 ani (2001-2005), procentajul cel mai mare înregistrându-se în cazul departamentelor de transporturi din Statele Unite.



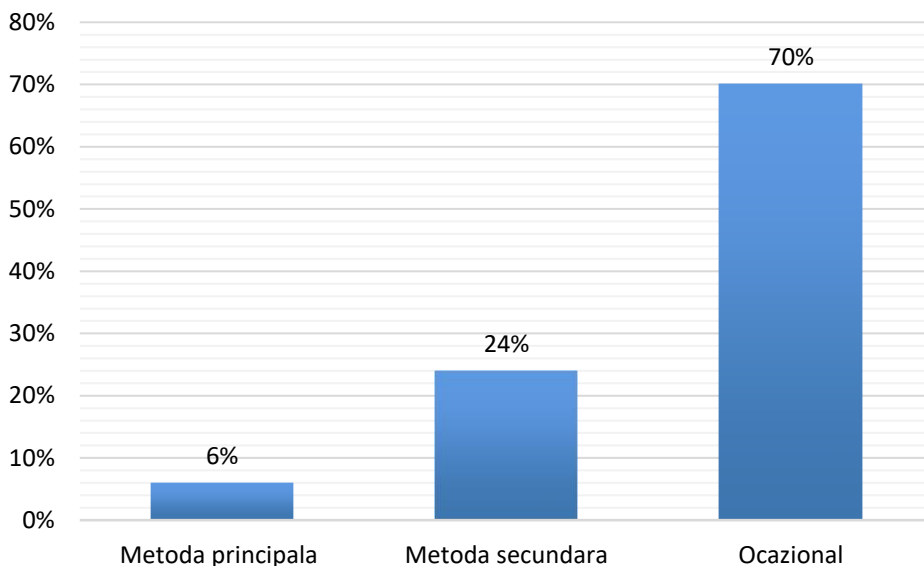
**Fig. 2.17 Numărul autorităților care au folosit investigații geofizice (nuanțe de verde) față de cele care nu le-au folosit (nuanțe de roșu) (după Sirles 2006)**

Autoritățile care au declarat că au utilizat investigații geofizice au fost rugate să răspundă la un chestionar format dintr-un număr de 63 de întrebări referitoare la experiența acestora privind metodele aplicate. Răspunsuri la cele mai reprezentative întrebări cum ar fi:

- (1) Metodele geofizice sunt folosite ca o metoda principală, secundară sau ocazională de investigare ?
- (2) Care este principalul avantaj în folosirea metodelor geofizice ?
- (3) Care sunt principalele domenii în care ați folosit metodele geofizice ?
- (4) Care sunt metodele cele mai utilizate ?
- (5) Care este cel mai mare impediment în folosirea metodelor geofizice ?
- (6) Cine a sugerat folosirea metodelor geofizice ?

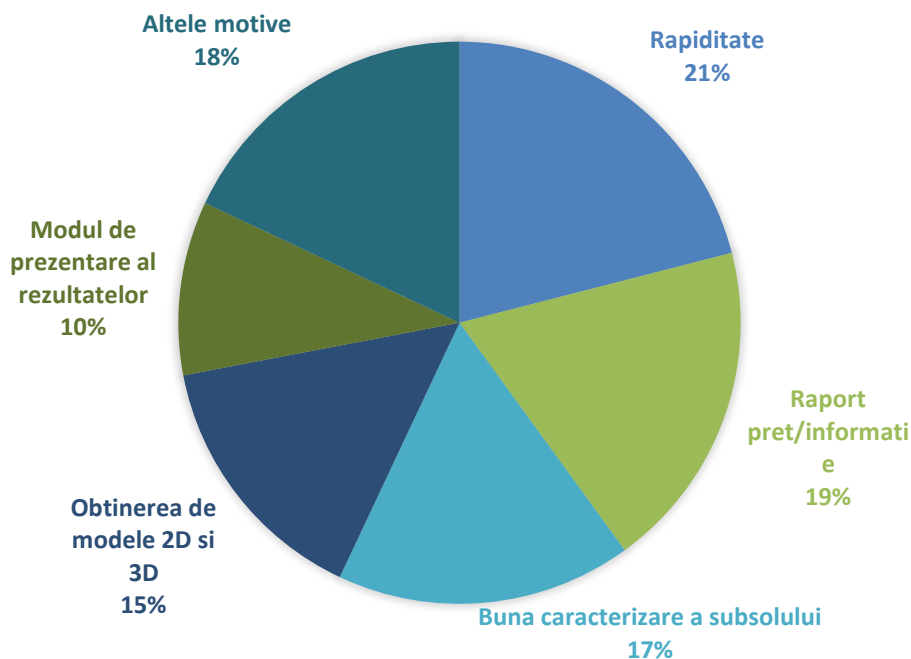
sunt prezentate în cele ce urmează, sub formă de grafice, ele fiind reprezentative în special pentru ingineria drumurilor.





**Fig. 2.18 Amploarea utilizării unor metode geofizice la investigarea mediului subteran (după Sirles [27])**

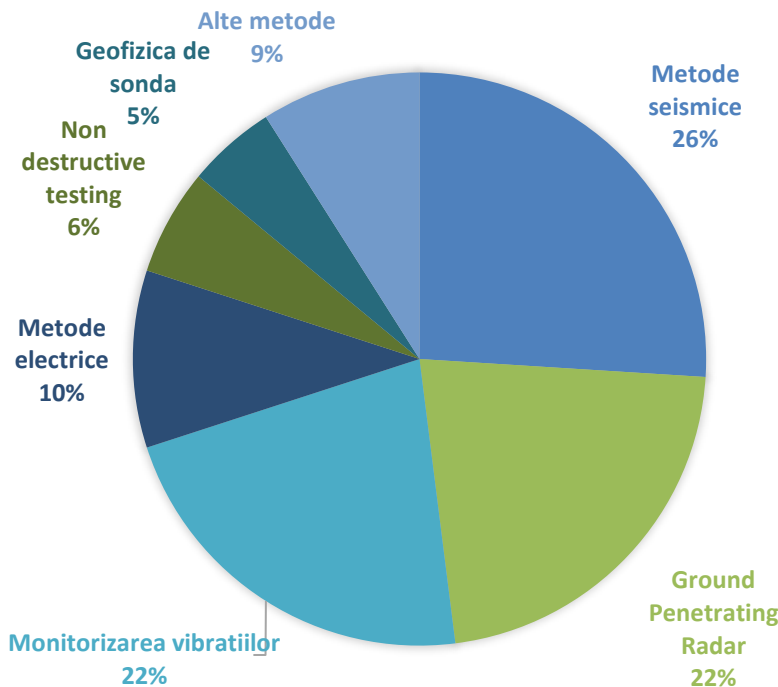
Analizând Fig. 2.17 și Fig. 2.18 se observă că, deși aproape 90% din autorități folosesc metodele geofizice, aplicarea acestora este de cele mai multe ocazională, recurgând-se la utilizarea lor în special în cazul în care o nu este posibilă o caracterizare adecvată a amplasamentului doar pe baza informațiilor rezultate din foraje.



**Fig. 2.19** Avantajele folosirii metodelor geofizice (după Sirles [27])

Din punct de vedere al avantajelor pe care metodele geofizice le au față de cele clasice cel mai important este rapiditatea de realizare și procesare a măsurărilor (Fig. 2.19), această caracteristică fiind extrem de importantă în cazul lucrărilor care au caracter de intervenție, pentru care trebuie luate decizii în perioade foarte scurte de timp.

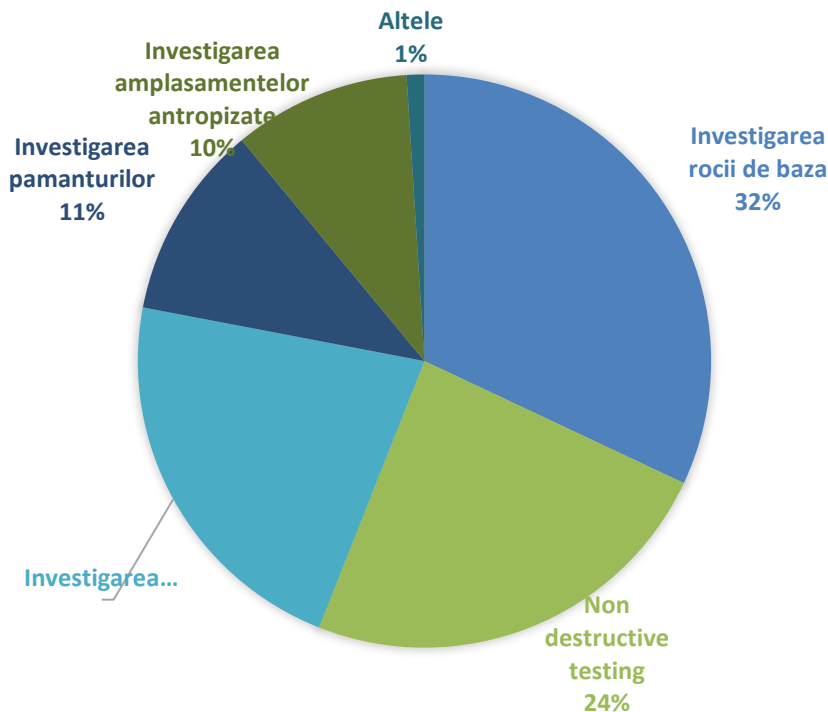
Alte caracteristici importante ale metodelor geofizice sunt: raportul scăzut între preț și cantitatea de informație oferită, buna caracterizare a mediului subteran, obținerea de profiluri 2D și 3D ale valorilor măsuranzilor, modul eficient de prezentare a rezultatelor cât și posibilitatea aplicării acestor metode pe terenuri accidentate în care accesul cu utilaje mari nu este posibil.



**Fig. 2.20 Metodele geofizice aplicate în domeniul ingineriei drumurilor (după Sirles [27])**

Conform Fig. 2.20 se poate concluziona că principala metoda de investigație geofizică este metoda seismică, ea fiind și cea mai amplă dintre metodele geofizice, cuprinzând seismica activă (reflexie, refracție, SASW, MASW), seismica pasivă și tehnicile seismice caracteristice ingineriei geotehnice (down hole, up hole, cross hole).

Făcând abstracție de GPR (Ground Penetrating Radar) care este cea mai folosită metodă pentru caracterizarea stratului cu grosime de ordinul metrilor de la suprafața terenului, în special în mediile antropizate și monitorizarea vibrațiilor care se impune prin normele existente, se poate observa că metoda electrică este a doua cea mai utilizată metodă pentru caracterizarea terenului de fundare.

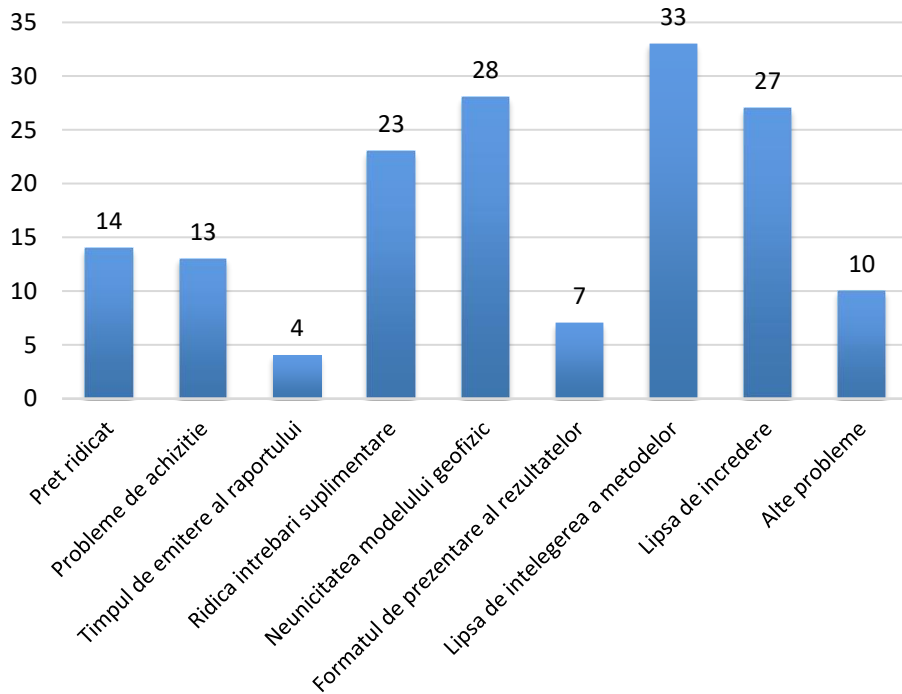


**Fig. 2.21 Frecvențele relative de utilizare a metodele geofizice în diferite domenii specifice geologiei (după Sirles [27])**

Analizând Fig. 2.21 se observă că cea mai mare parte a studiilor geofizice sunt atribuite investigării rocii de bază (adâncime și proprietăți mecanice) numărul acestora fiind de aproape trei ori mai mare față de numărul studiilor realizate în vederea investigării pământurilor. Acest lucru se explică prin:

- roca de bază se identifică foarte ușor deoarece prezintă proprietăți fizice cvasi-contrastante față de cele ale stratelor acoperitoare;
- proprietățile mecanice ale rocilor stâncoase, (mai ales ale celor alterate/fisurate) sunt estimate mult mai bine pe baza măsurărilor geofizice (metode seismice) decât pe baza carotelor prelevate din foraje;
- costurile de realizare a forajelor în roci stâncoase sunt mult mai mari față de cele în roci moi (pământuri).

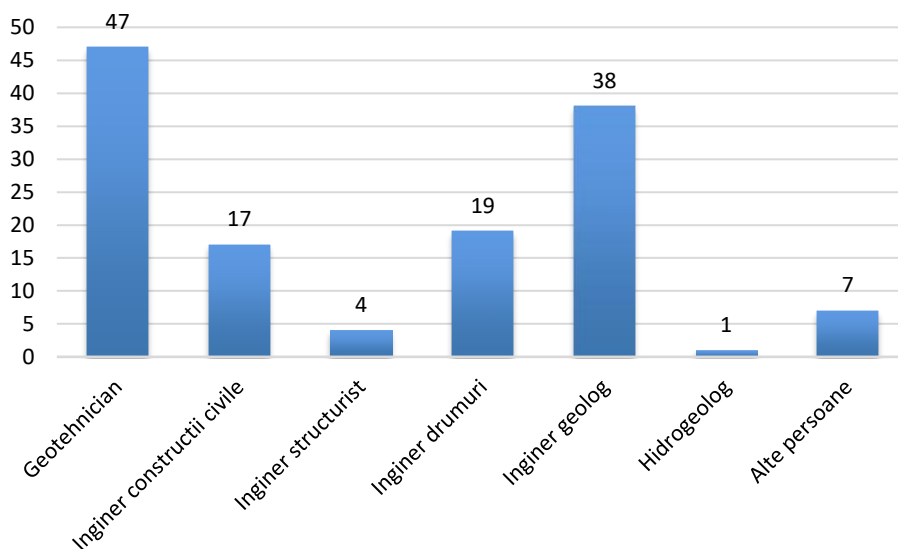
Alte domenii de aplicabilitate, specifice pentru ingineria drumurilor sunt testele nedistructive (Non Destructive Testing – NDT) pentru controlul calității suprafețelor de rulare și investigarea zonelor afectate sau supuse riscului de subsidență.



**Fig. 2.22 Frecvențe de manifestare ale inconvenientelor aplicării metodelor geofizice**

Dintre inconvenientele care apar la integrarea studiilor geofizice în cadrul diferitelor proiecte cel mai important se dovedește a fi lipsa de înțelegere a metodelor geofizice de către practicienii cu specializări diferite, fapt care conduce, în mod direct, la o lipsă de încredere în rezultatele obținute pe cale geofizică (Fig. 2.22).

Existența ambiguității în procesarea și interpretarea datelor geofizice este o altă problemă importantă, ceea ce duce din nou la o lipsă de încredere în aplicarea acestor metode. Prețul aferent aplicării unei metode geofizice nu pare să fie un impediment.



**Fig. 2.23** Frecvențe cu care specialiștii au solicitat efectuarea studiilor geofizice

Din punctul de vedere al unei statistici în care specialiștii au solicitat efectuarea studiilor geofizice pe primele locuri se află inginerii geotehnicieni și inginerii geologi, fapt care dovedește necesitatea aplicării acestor metode în investigarea terenului de fundare cât și necesitatea cunoașterii acestora de către specialiștii menționați anterior.

Sintetizând informația din singura publicație [27] care se referă la părerea beneficiarilor lucrărilor de investigare geofizică se pot trage următoarele concluzii:

- deși cea mai mare parte din autorități folosesc investigații geofizice, la acestea se recurge doar ocazional, când informațiile din foraje și aflorimente nu sunt suficiente (situație diferită față de investigațiile din domeniul geologic în care poziționarea forajelor se face după realizarea prospecțiunilor geofizice);
- cele mai folosite metode geofizice pentru investigarea terenului de fundare sunt metoda seismică și metoda tomografiei electrice;
- investigațiile geofizice sunt recomandate pentru rapiditatea lor, cantitatea mare de informații accesibile privind volume spațiale mari, posibilitatea de realizarea pe amplasamente cu suprafață topografică accidentată și faptul că sunt metode non-invasive;
- studii geofizice au fost realizate în cea mai mare parte pentru caracterizarea rocii de bază și controlul calității lucrărilor de

drumuri și cu o frecvență redusă pentru investigarea pământurilor și a zonelor antropizate;

- chiar dacă a fost obținut un raport de reușită de 7 la 1, mulți dintre specialiști sunt încă sceptici referitor la aplicarea metodelor geofizice, lipsa de încredere venind din lipsa de înțelegere a principiilor geofizice și din dispersia modelelor obținute (fenomenul de ambiguitate) pentru același areal;
- specialiștii care recurg cu precădere la folosirea metodelor geofizice sunt geotehnicienii și inginerii geologi.

### Capitolul 3. Metoda rezistivității aparente

Termenul de rezistivitate electrică aparentă este utilizat pentru a sublinia ca se măsoară o medie a rezistivităților din subsol situate în vecinătatea dispozitivului de măsură, respectiv o rezistivitate electrică efectivă sau echivalentă.

În cele ce urmează se va folosi termenul de rezistivitate cu conotația de rezistivitate electrică.

Scopul metodei este relevarea distribuției rezistivității pământului în profunzimea lui prin efectuarea de măsurări la suprafața acestuia.

Rezistivitatea rocilor depinde de o multitudine de factori cum ar fi porozitatea, compoziția mineralogică, concentrația și chimismul fluidelor interstițiale, gradul de saturație al porilor sau fisurilor cu diferite fluide etc. Dintre toate proprietățile fizice (densitate, viteză de propagare a undelor mecanice, susceptibilitate magnetică etc) rezistivitatea electrică prezintă cea mai mare gamă de variație, aceasta acoperind mai bine de 20 de ordine de mărime, făcând astfel posibilă diferențierea tipurilor litologice, evidențierea zonelor contaminate, estimarea porozității etc.

Metoda a fost introdusă de J. Wenner în anul 1915, tot el aplicând-o pentru prima dată. Mai târziu, frații Schlumberger în 1920 perfecționează aparatul și tehnica de lucru, iar în 1930 Sabba Ștefănescu fundamentează principiile teoretice.

Inițial, această metodă a fost concepută pentru a putea fi aplicată în cadrul explorărilor geologice și geofizice, pentru evidențierea zăcămintelor de minerale utile și a acviferelor de adâncime. Începând cu anii 1940 metoda rezistivității aparente a fost folosită cu succes pentru investigații de mică adâncime în domeniul arheologiei, dovedindu-și puterea de rezoluție și aplicabilitatea pentru adâncimi reduse.



### 3.1 Bazele fizice ale metodei

Legea lui Ohm reprezintă legea fizică fundamentală care stă la baza aplicării metodei rezistivității:

$$I = \frac{\Delta V}{R} \quad (3.1)$$

în care:

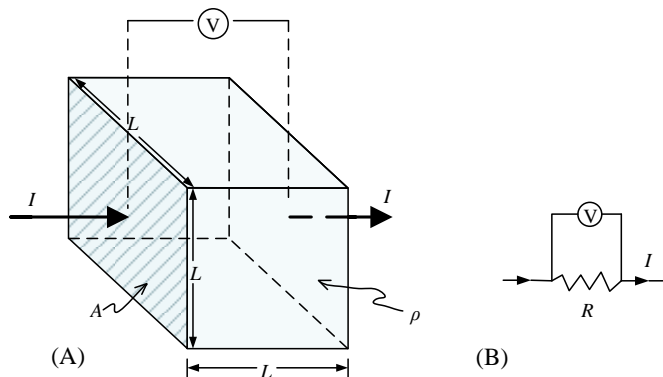
- $I$  – intensitatea curentului electric ce străbate materialul conductor;
- $\Delta V$  – diferența de potențial de la capetele materialului;
- $R$  – rezistența electrică = voltaj/curent ( $R = \Delta V/I$ ).

Rezistența materialului la trecerea curentului electric este o constantă de material, altfel spus, rezistivitatea electrică măsurată este independentă de intensitatea curentului aplicat în timpul măsurărilor.

Relația (3.1) este valabilă doar pentru circuite electrice, în cazul trecerii curentului printr-un mediu se folosește legea lui Ohm generalizată, forma locală infinitezimală, folosind intensitatea câmpului electric ( $E$  [volți/m]) și densitatea de curent ( $J$  [ $A/m^2$ ]) (Fig. 3.1):

$$\vec{J} = \frac{\vec{E}}{\rho} \quad (3.2)$$

în care:  $J = \lim_{A \rightarrow 0} \frac{I}{A}$  și  $J = E = \lim_{L \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{L}$



**Fig. 3.1:** A - reprezentarea schematică a trecerii curentului electric ( $I$ ) printr-un mediu rezistiv( $\rho$ ) și înregistrarea unei diferențe de potențial electric( $\Delta V$ ) între cele două fețe opuse, B - circuit electric echivalent ( $R$ -rezistență) (după Reynolds 1998)

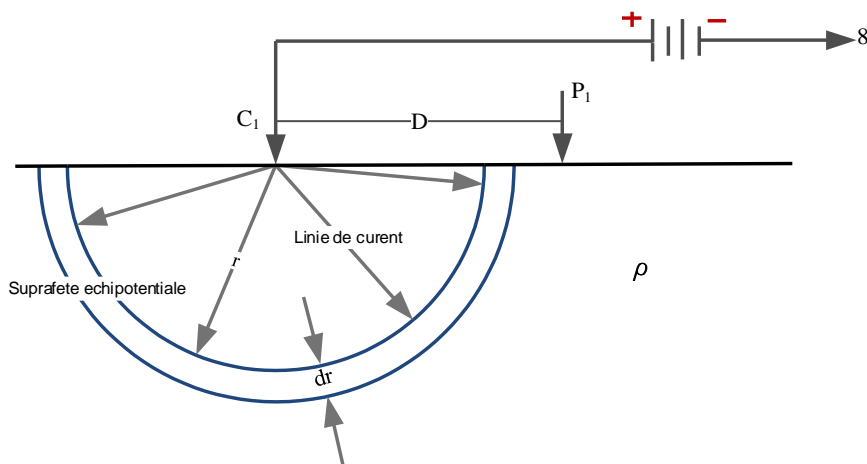
Notă. Dimensiunile elementelor din Fig. 3.1 trebuie percepute ca fiind infinitezimale.

Pornind de la legea generalizată a lui Ohm (3.1) și definiția fizică a câmpului electric:

$$\vec{E} = -\nabla V \quad (3.3)$$

în care  $\nabla V$  reprezintă gradientul potențialului electric.

se poate determina valoarea potențialului electric într-un punct ( $P_1$ ), aflat la o distanță  $D$  față de un singur electrod sursă.



**Fig. 3.2: Reprezentarea schematică a unei distribuții a suprafețelor echipotențiale în jurul unui punct sursă**

$$V = -\frac{C_1}{D} \quad (3.4)$$

$$I = -\frac{2\pi C_1}{\rho} \quad (3.5)$$

Pe baza ecuațiilor (3.4) și (3.5) rezultă:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi D} \quad (3.6)$$

Aplicând (3.6) pentru cazul descris în figura de mai jos în care potențialul electric este măsurat în 2 puncte aflate între polii unei surse de curent electric A-B rezultă:

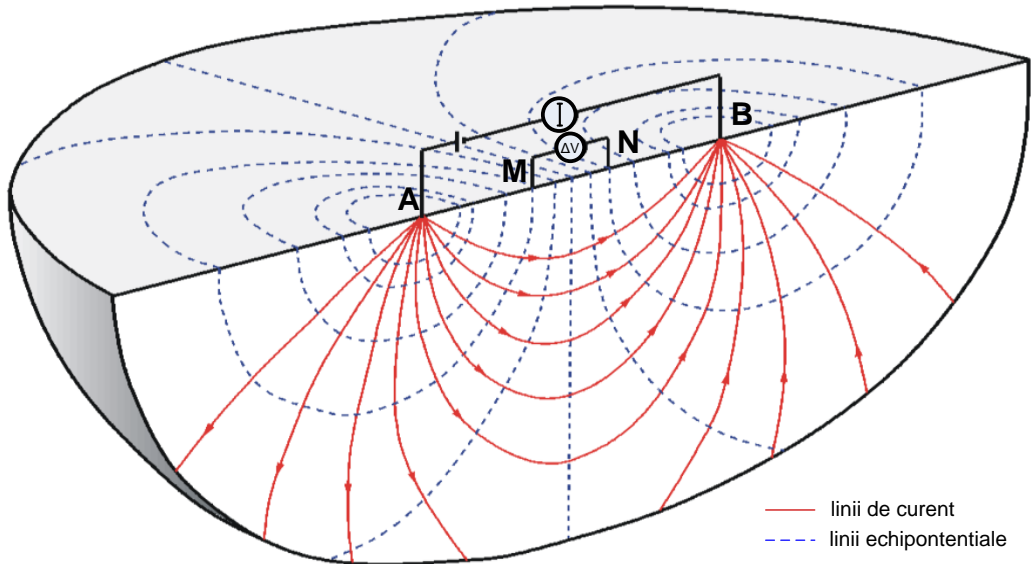


Fig. 3.3: Reprezentarea schematică a distribuției suprafețelor echipotențiale

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) \quad (3.7)$$

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \quad (3.8)$$

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right) \quad (3.9)$$

în care: AM, MB, AN, NB sunt distanțele dintre punctele respective din Fig. 3.3.

Ecuția (3.9) poate fi rescrisă sub forma :

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V_{MN}}{I} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right)^{-1} \quad (3.10)$$

### 3.2 Proprietățile electrice ale pământurilor

La trecerea prin sol a unui curent electric, la adâncimi mici și medii, apar două fenomene principale:

- conducția electronică;
- conducția electrolitică;
- conducția dielectrică.

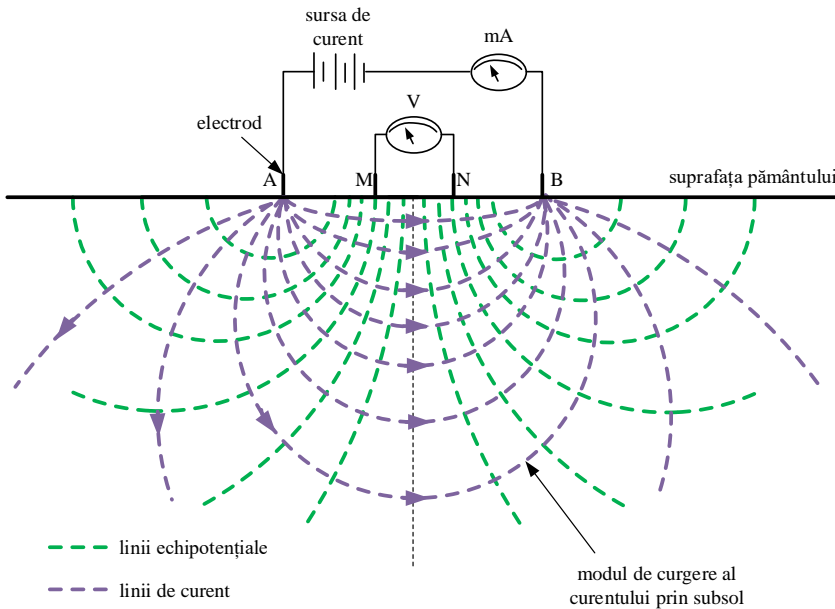
În cazul conducției electronice, deplasarea curentului electric prin materiale se face prin intermediul electronilor liberi, similar metalelor. Acest tip de conducție apare în cazul prezentei în stratele de pământ a mineralelor de sulfuri metalice și a grafitului.

Conducția electrolitică presupune deplasarea curentului electric cu ajutorul ionilor liberi, deplasarea acestora făcându-se prin intermediul apei în cazul în care materialele studiate au un anumit grad de hidratare. Acesta este cel mai comun fenomen de transport al curentului electric care apare în cadrul măsurărilor geofizice de rezistivitate electrică.

Conducția dielectrică este specifică pentru materialele slab conductive, în prezentă unui curent alternativ.

### 3.3 Metodologia determinării rezistivității aparente

Metoda convențională de estimare a rezistivității aparente este metoda cuadripolară în care se utilizează un sistem cuadripolar format din doi electrozi conectați la o sursă de tensiune prin intermediul cărora se injectează în subsol un curent continuu (A,B – electrozi de curent, Fig. 3.4) și doi electrozi de potențial (M,N), conectați la un voltmetru, cu ajutorul cărora se măsoară diferența de potențial indusă de injectarea curentului în electrozii A,B. Diferența de potențial înregistrată depinde de: distribuția spațială a rezistivității în subsol, intensitatea curentului injectat (I) și geometria dispozitivului AMNB.



**Fig. 3.4: Reprezentarea schematică a unui dispozitiv cuadripolar și a distribuției potențialului și câmpului electric în pământ**

Rezistivitatea aparentă ( $\rho_a$ ) măsurată se determină cu ajutorul formulei:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (3.11)$$

unde  $K$  reprezintă constanta dispozitivului de măsură (ABMN) și depinde de geometria acestuia.

Rezistivitatea aparentă estimată cu rel. (3.11) reprezintă o medie complexă a rezistivităților din subsol situate în vecinătatea dispozitivului de măsură.

Rezistivitatea reală se obține din rezistivitatea aparentă **prin modelare inversă**, procesarea și interpretarea rezultatelor necesitând o foarte bună cunoaștere a relației dintre rezistivitatea aparentă măsurată la suprafața terenului și distribuția spațială a rezistivităților în subsol.

Majoritatea rocilor sedimentare prezintă conductibilitate electrolitică, rezistivitatea depinzând în principal de conținutul în fluide, de concentrația și natura soluțiilor. Scheletul mineral, în cazul în care nu este alcătuit din minerale argiloase, are valori foarte ridicate ale rezistivității electrice (izolator electric). Principalii factori care determină rezistivitatea rocilor cu conductivitate electrolitică sunt: porozitatea, configurația geometrică a

porilor, gradul de saturație, compoziția și concentrația electrolitului, temperatura, și conținutul de argilă.

Rocile magmatice și metamorfice au valori mari ale rezistivității electrice. Rezistivitatea acestor roci depinde în principal de gradul de fisurare, orientarea fisurilor și gradul de umplere al acestora cu fluide.

Urmare a faptului că rezistivitatea electrică este influențată de un număr mare de factori ( porozitate, grad de saturație, tipul fluidului etc.) limitele de variație a rezistivității rocilor sedimentare se intersectează (Fig. 3.5).

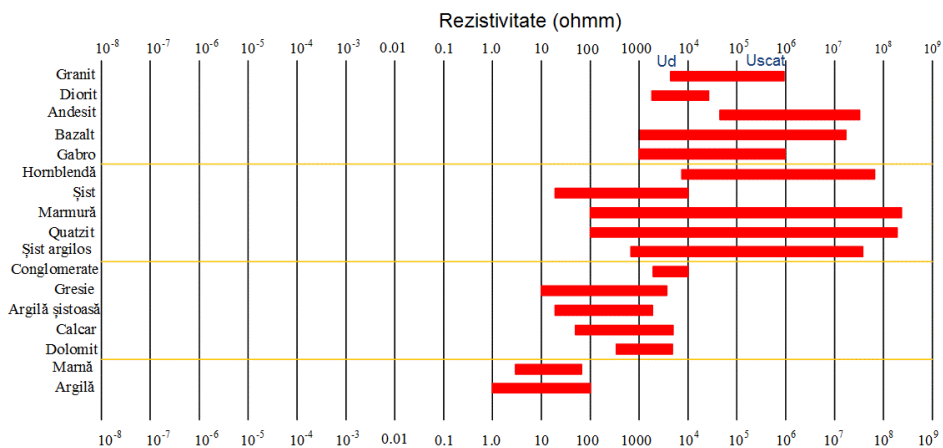
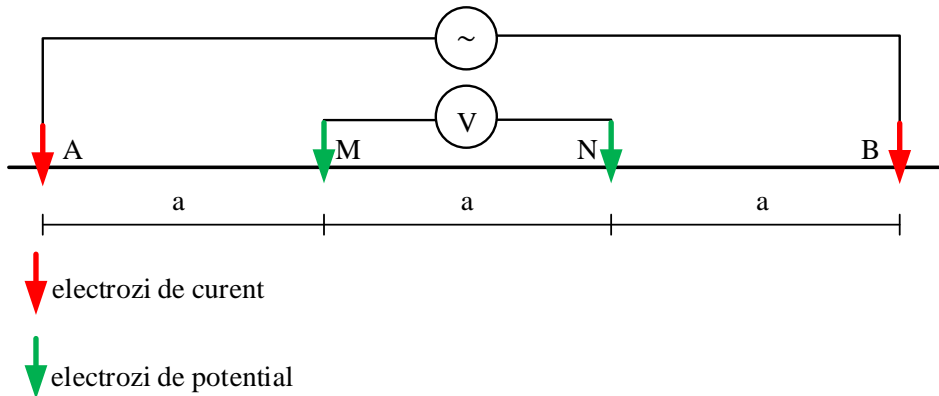


Fig. 3.5: Intervale de variație a rezistivității pentru diferite tipuri de roci și pământuri (după Loke [28])

### 3.4 Dispozitive de lucru

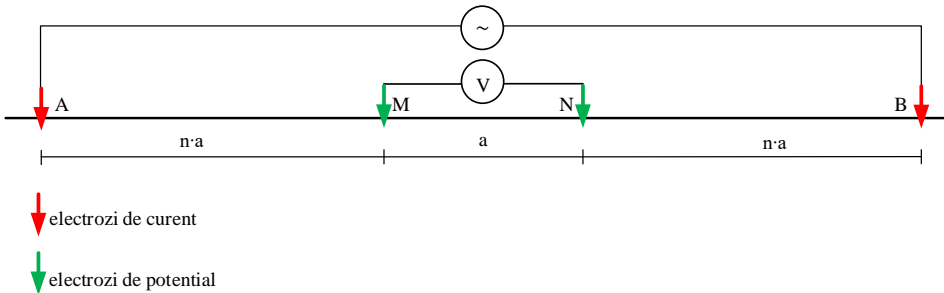
Geometria sistemului măsură (AMNB) joacă un rol foarte important în modul de estimare a distribuției reale a rezistivității din rezistivitățile aparente măsurate. Dintre numeroasele sisteme de măsură (dispozitive de lucru) cele mai utilizate sunt: Wenner, Schlumberger și Dipole.

**Dispozitivul Wenner** este primul dispozitiv folosit și se caracterizează prin faptul că electrozii sunt echidistanți (Fig. 3.6). În comparație cu alte dispozitive, dispozitivul Wenner are o adâncime de investigație moderată însă intensitatea semnalului este mare, lucru extrem de util în cazul în care măsurările sunt efectuate într-un cadru foarte zgomotos. Dezavantajul principal al acestui dispozitiv este rezoluția laterală scăzută pe măsură ce crește distanța dintre electrozi.



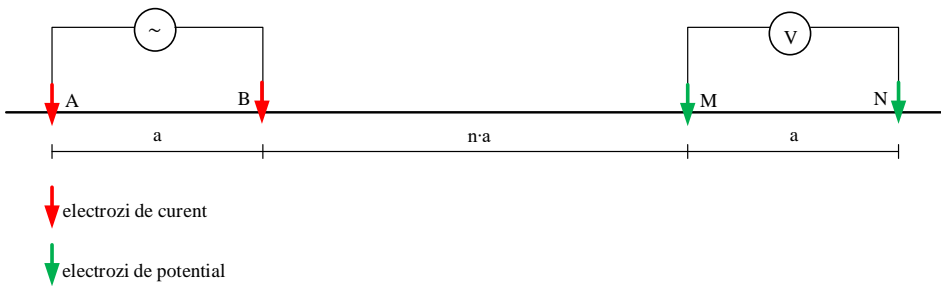
**Fig. 3.6: Schema dispozitivului Wenner**

**Dispozitivul Schlumberger** este de asemenea un dispozitiv simetric care se caracterizează prin faptul că distanța dintre electrozii de potențial M și N este mai mică decât distanța dintre electrozii de injecție A și B. (Fig. 3.7). Adâncimea medie de investigație este cu aproximativ 10% mai mare decât cea obținută cu un dispozitiv Wenner pentru aceeași distanță a liniei de emisie (AB), obținându-se, totodată, și o mai bună rezoluție laterală.



**Fig. 3.7: Schema dispozitivului Schlumberger**

**Dispozitivul dipol-dipol** (Fig. 3.8) se caracterizează prin faptul că linia de curent (AB) nu mai are punctul central comun cu linia de măsură (MN) ca în cazurile precedente. Distanța dintre punctele centrale ale celor două linii este mult mai mare decât distanța liniei de emisie sau a celei de măsură. Acest dispozitiv are o adâncime de investigație mai mică decât dispozitivul Wenner (pentru aceeași lungime a dispozitivului de lucru), însă are o rezoluție laterală foarte bună, fiind recomandat pentru investigarea structurilor 2D. Dezavantajul acestui sistem este intensitatea scăzută a semnalului la nivelele mari de adâncime.



**Fig. 3.8: Schema dispozitivului Dipol-Dipol**

În funcție de distribuția spațială a valorilor de rezistivitate aparentă măsurate, metodele de rezistivitate electrică se împart în:

- metoda sondajului electric vertical;
- metoda profilării;
- tomografie de rezistivitate electrică.

**Metoda tomografiei de rezistivitate electrică** este o metodă hibridă obținută prin combinarea metodei sondajului electric vertical cu cea a profilării, astfel se obțin informații distribuie adecvat atât în plan vertical cât și în plan orizontal. Datorită densității mari a punctelor de măsurare (rezoluție spațială bună) această metodă este cea mai utilizată în investigațiile specifice domeniului ingineresc.

### 3.5 Metoda sondajului electric vertical (SEV)

**Metoda sondajului electric vertical** se folosește pentru estimarea variațiilor verticale de rezistivitate electrică a mediului subteran și constă în efectuarea de măsurări repetate, păstrând fixă poziția electrozilor de potențial și măbind succesiv distanța dintre electrozii de curent (de injecție). Odată cu creșterea lungimii dispozitivului de injecție, crește adâncimea de penetrare a curentului electric, obținându-se informații de la adâncimi din ce în ce mai mari (Fig. 3.9).

Prin urmare, măsurând variația rezistivității aparente în funcție de lungimea liniei de emisie AB se poate estima variația rezistivității reale în adâncime. Reprezentarea valorilor măsurate în cadrul unui SEV se face sub forma unei curbe de variație a rezistivității aparente raportate la jumătate din lungimea dispozitivului de emisie ( $AB/2$ ).

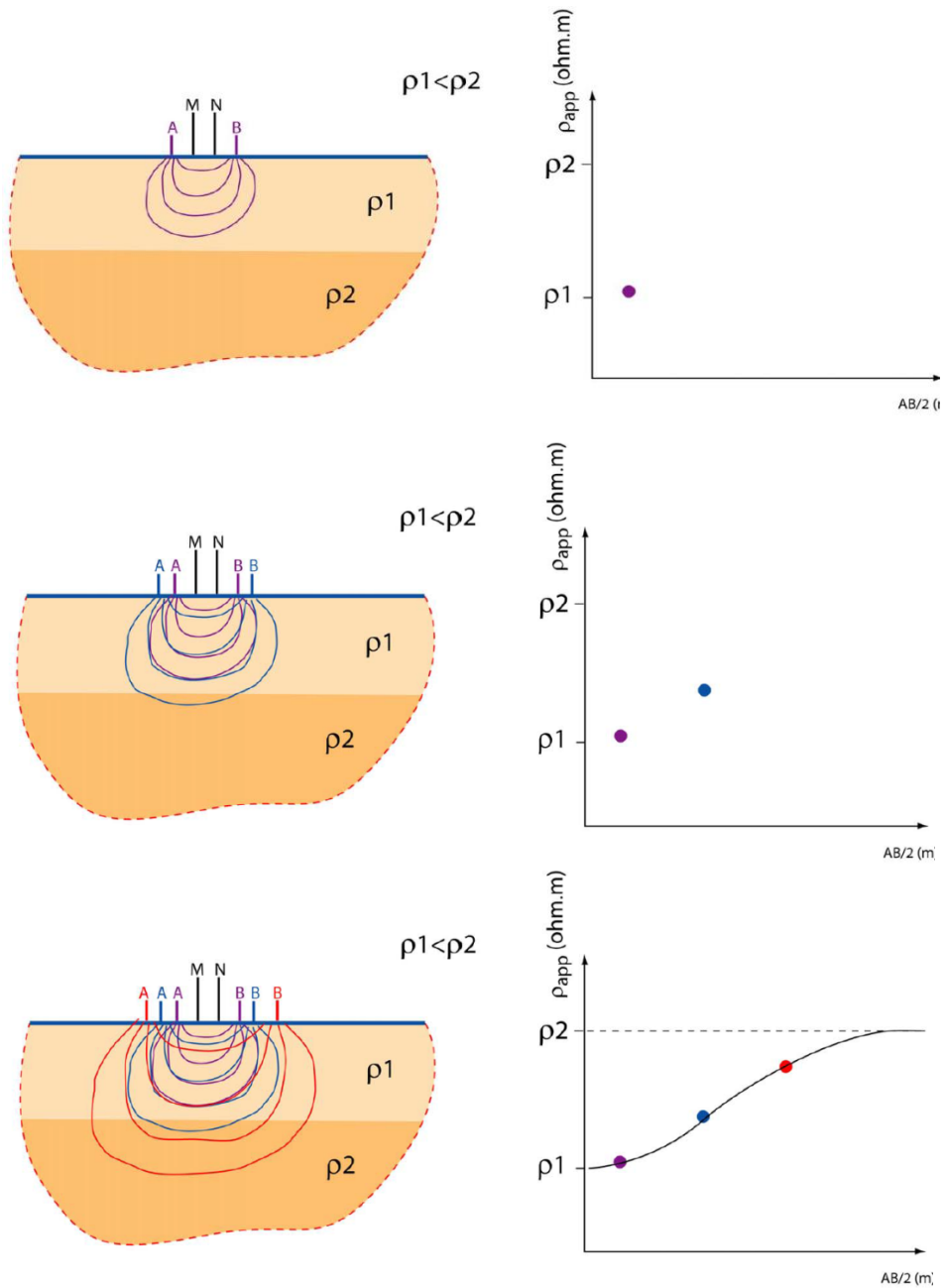


Pentru interpretarea curbelor SEV, este necesară estimarea curbei teoretice corespunzătoare structurii geologice cercetate.

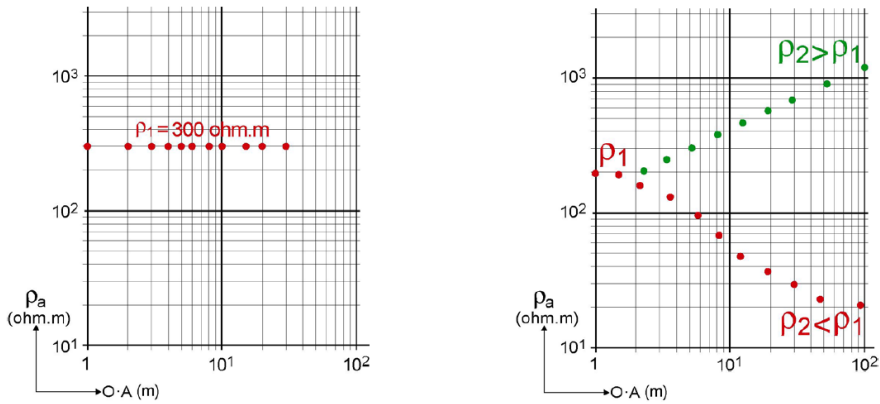
Pentru o structură orizontal stratificată, adâncimea de investigație a metodei SEV poate fi mai bine exprimată în funcție de lungimea liniei de emisie și de particularitățile modului de variație a rezistivității în adâncime. Astfel, valoarea  $AB/2$  nu trebuie confundată cu adâncimea de investigare care este influențată de valoarea rezistivității mediului, respectiv adâncimea de pătrundere a câmpului electric este de regulă mai mică decât distanța dintre electrozii A,B.

Estimarea adâncimii de investigare și a distribuției rezistivității în subsol se face prin interpretarea și procesarea curbelor SEV. Numărul de strate și rezistivitățile relative ale acestora se pot determina în mod intuitiv din forma curbei SEV, urmărind numărul pantelor distincte și unghiul de înclinare al acestora. În schimb, pentru estimarea limitelor litologice este nevoie de mai mult decât intuiție.

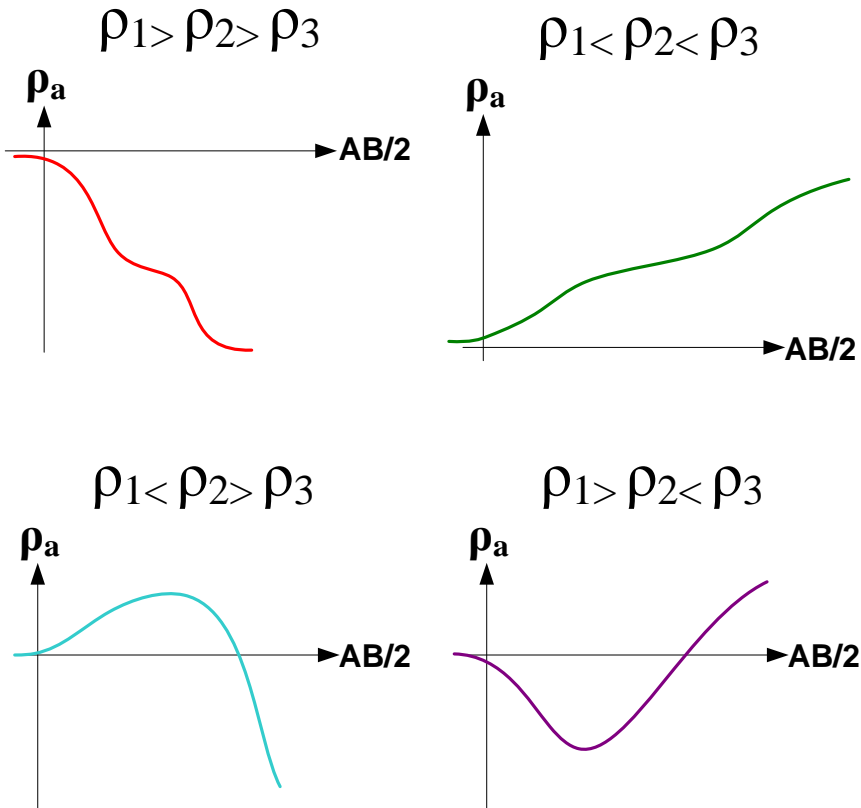
În trecut, curbele obținute se raportau la curbe teoretice, antecalulate, găsirea unui corespondent satisfăcător fiind un proces foarte laborios și costisitor. În ultimele decenii se folosesc programe specializate de calcul care generează automat curbe teoretice SEV din diverse litologii preconizate de utilizator (Fig. 3.12). Se pleacă de la interpretarea grosieră a curbei SEV și se ajustează modelul până când se obține o curbă a rezistivității cât mai apropiată de curba SEV măsurată.



**Fig. 3.9: Reprezentarea schematica a încercării SEV: Partea Stângă - Etape de realizare a sondajului electric vertical, prin păstrarea poziție electrozilor de potențial (MN) și creșteri succesive ale distanței dintre electrozii de curent (AB); Partea Dreaptă - Obținerea valorilor rezistivității aparente și trasarea curbei SEV (după Marescot [29]).**



**Fig. 3.10: Rezultate caracteristice metodei SEV: Partea Stângă – Zonă de investigare care cuprinde un singur strat de pământ; Partea Dreaptă – Zonă de investigare ce traversează două strate de pământ.**



**Fig. 3.11: Curbe SEV pentru zone de investigare care interceptează trei strate cu rezistivități diferite**

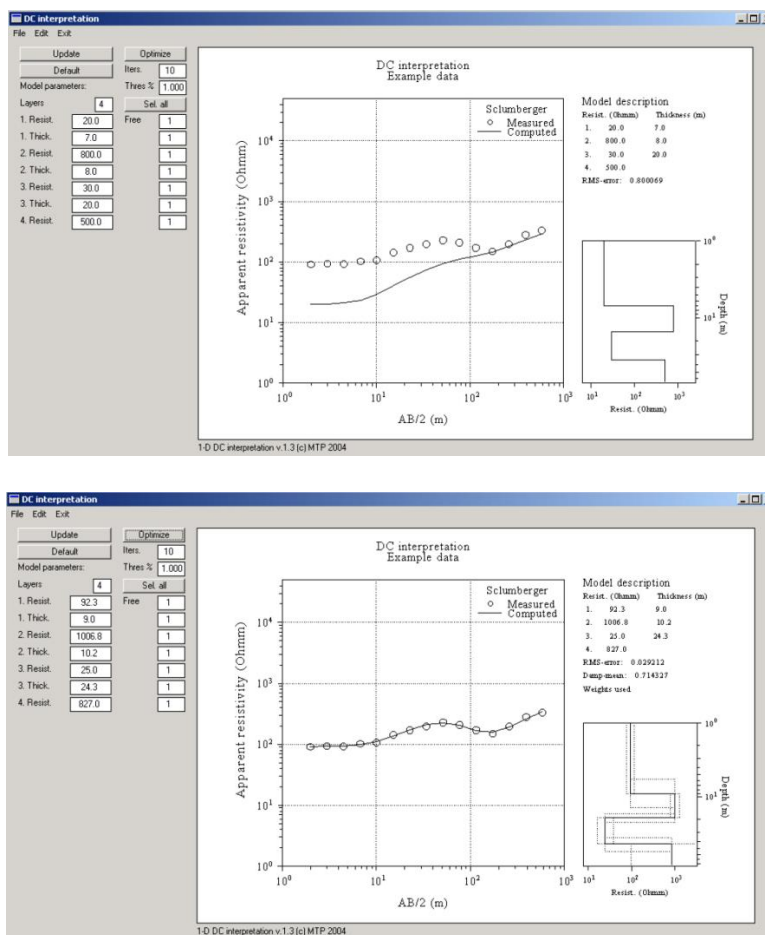


Fig. 3.12: Etape în procesarea unei SEV

Deși suprapunerea dintre curba teoretică și cea reală este aproape perfectă, soluția obținută nu este neapărat foarte exactă datorită unui număr practic infinit de modele (perechi de rezistivități și grosimi ale strate) care ar putea genera aceeași curbă teoretică. Chiar dacă valoare rezistivității unui material poate varia doar între anumite limite „firești”, domeniul intervalului de variație este foarte mare, ceea ce duce la erori de estimare a grosimii strate. Din acest motiv, de cele mai multe ori, valorile rezistivității reale ale strate sunt măsurate pe eșantioane prelevate din foraje geotehnice sau metoda este calibrată pe fiecare nou amplasament pe o litologie bine cunoscută.

Realizarea măsurărilor de teren pentru achiziția datelor de tip SEV este reglementată în normativele naționale și internaționale în următoarele standarde:

**STAS 11156-78** Teren de fundare. Geofizică inginerască. Terminologie

**STAS 1242/8-75** Teren de fundare. Principii de cercetare geofizică a terenului de fundare prin metode electrometrice în curent continuu

**ASTMD 6431-99(2010)** Standard Guide for Using the Direct Current Resistivity Method for Subsurface Investigation

**ASTM G57-95A(2001)** Standard Test Method for Field Measurements of Soil Resistivity Using the Wenner Four-Electrode Method

**BS 1377-9 1990** Methods for test for soils for civil engineering purposes. In-situ tests

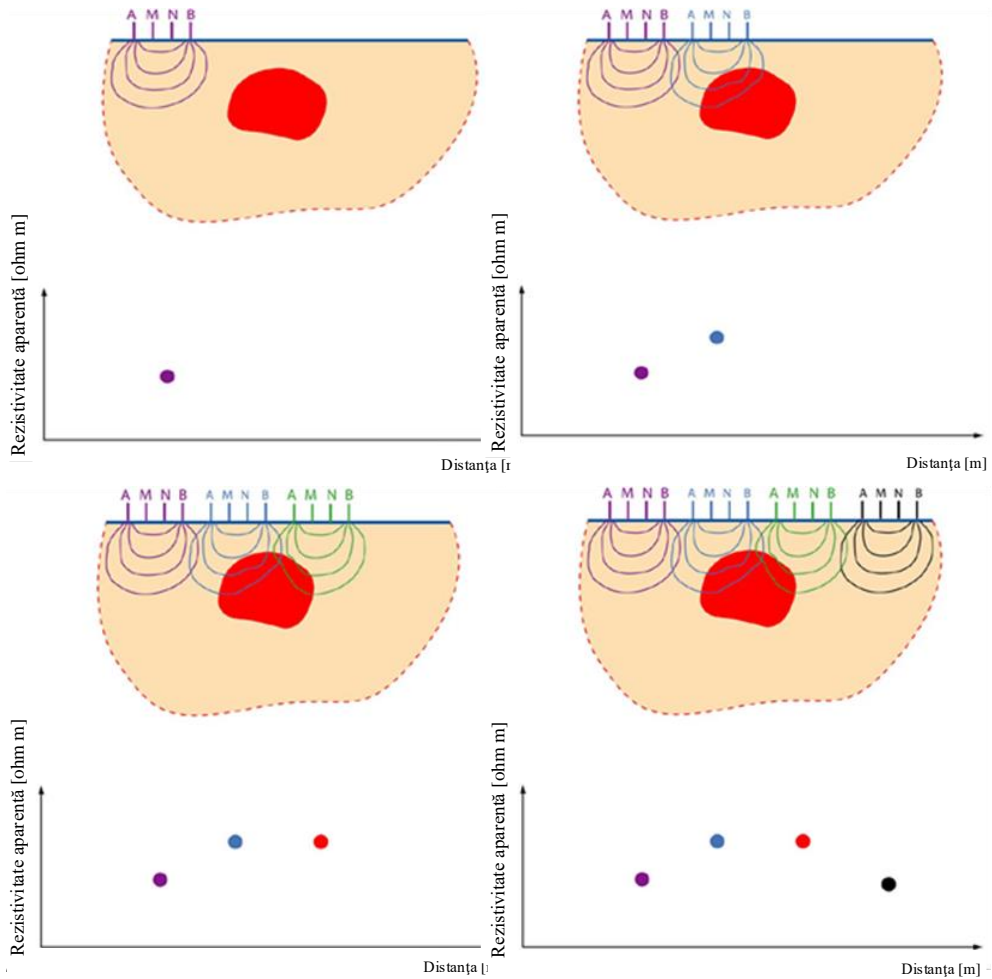
### 3.6 Metoda profilării

**Metoda profilării** este folosită pentru estimarea variațiilor orizontale ale rezistivității electrice, obținându-se un profil orizontal de rezistivitatea aparentă specific pentru o anumită adâncime de investigare. În timpul efectuării măsurărilor distanța dintre electrozii de măsură și cei de curent este păstrată constantă, măsurările efectuându-se în poziții succesive în lungul unui profil, translătându-se întreg dispozitivul de măsură. Adâncimea de investigare este direct proporțională cu lungimea dispozitivului de măsurare, putându-se realiza hărți și profiluri de rezistivitate electrică aparentă pentru mai multe niveluri de adâncime.

Metoda profilării geoelectrice folosește același tip de dispozitive ca și cele pentru sondaj electric vertical (SEV) numai că interesul este focalizat pe unul sau mai multe nivele de adâncime, de obicei de maxim 2-3 metri. În timpul efectuării măsurărilor, distanța dintre electrozi este păstrată constantă, iar întreg dispozitivul este deplasat în puncte succesive ale profilului de investigare.

Această metodă este ideală atunci când dorim să cunoaștem caracteristicile subsolului la adâncimi relative mici, dar pe distanțe mari. Metoda este aplicată în special în arheologie începând cu anii '50, dar poate fi aplicată cu succes și în geofizica mediului, pentru evidențierea obiectelor îngropate

(conducte sau cabluri electrice) și urmărirea poluanților de la suprafața terenului.



**Fig. 3.13: Reprezentarea schematică a etapelor de realizare a profilării electrice prin păstrarea geometriei dispozitivului de măsură și re poziționarea acestuia în nodurile unui caroiaj echidistant sau în lungul unui profil (după Marescot [29]).**

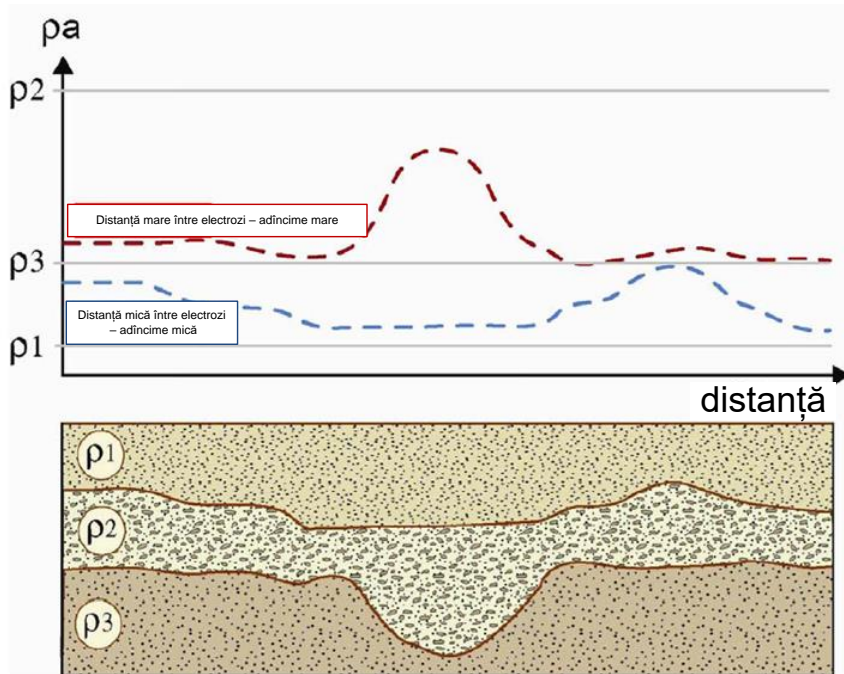


Fig. 3.14: Variația profilurilor de rezistivitate cu adâncimea de investigare (după Marescot [29]).

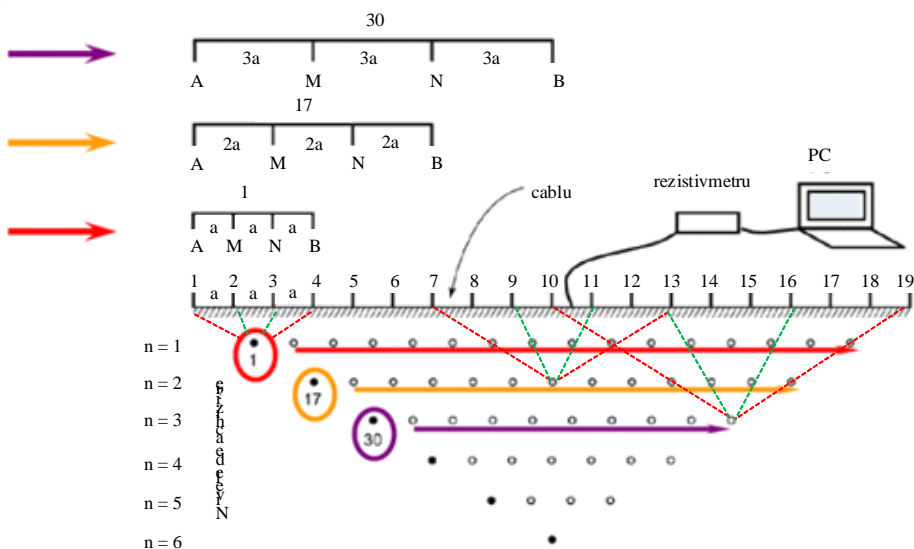
Notă: Adâncimea de investigare mărindu-se odată cu creșterea intervalului de dispunere al electrozilor în dispozitivul de măsură

### 3.7 Tomografia (geo)electrică

Tomografia electrică reprezintă o combinație a metodei sondajului electric vertical cu cea profilării electrice, practic putând fi percepută ca un număr mare de SEV-uri efectuate la o distanță mică între ele în lungul unui profil sau ca o profilare electrică pentru mai multe adâncimi de investigare.

Sistemul de achiziție constă într-un număr mare de electrozi plasați echidistant în lungul unui profil, conectați la un sistem de injecție/achiziție care efectuează toate măsurările posibile (toate combinațiile posibile de doi electrozi de curent și doi electrozi de potențial) pentru un anumit tip de dispunere a electrozilor (Schlumberger, Wenner, Dipole etc.). În timpul efectuării măsurărilor rolul unui electrod poate fi: de curent, de potențial sau de nul (exemplul electrodului 4), în funcție de algoritmul de măsurare a sistemului de injecție/achiziție.

După efectuarea măsurărilor, rezistivitățile înregistrate sunt corelate într-o pseudo-secțiune de rezistivități aparente, fiecare ocupând o poziție bine stabilită, având ca ordonată mijlocul dispozitivului de măsură, iar ca abscisă o șesime din lungimea liniei de emisie (Fig. 3.15).

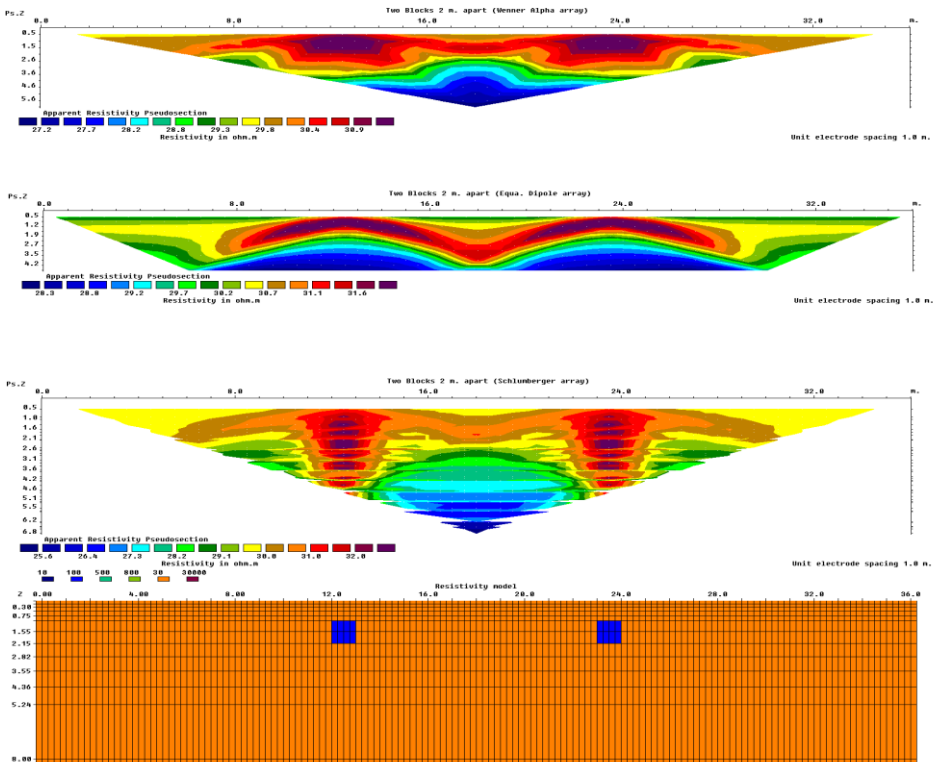


**Fig. 3.15** Reprezentarea schematică a dispunerii electrozilor (1-19) în lungul profilului de măsură și dispunere rezistivităților măsurate în pseudo secțiunea de rezistivitate aparentă (după Marescot [29])

O astfel de secțiune nu reprezintă fidel distribuția de rezistivitate reală deoarece valoarea rezistivității aparente corespunzătoare unei anumite lungimi AB nu este egală cu rezistivitatea reală de la adâncimea  $AB/6$ . Chiar în cazul mediilor stratificate orizontal, rezistivitatea aparentă nu poate fi asociată unui anumit punct din mediul cercetat ci unui volum cuprins între suprafață și un plan orizontal situat aproximativ la adâncimea de  $AB/6$ . De fapt, rezistivitatea aparentă reprezintă rezistivitatea longitudinală a volumului de material mai sus menționat.

Cu atât mai mult, fiecare dispozitiv „vede” într-un anumit fel structura cercetată (Fig. 3.16). Prin urmare, aceeași structură apare în secțiunile de rezistivitate aparentă sub diferite forme în funcție de caracteristica de sensibilitate/directivitate a dispozitivelor utilizate. Așadar, interpretarea, chiar în termeni calitativi, nu poate fi realizată în absența unor informații directe.

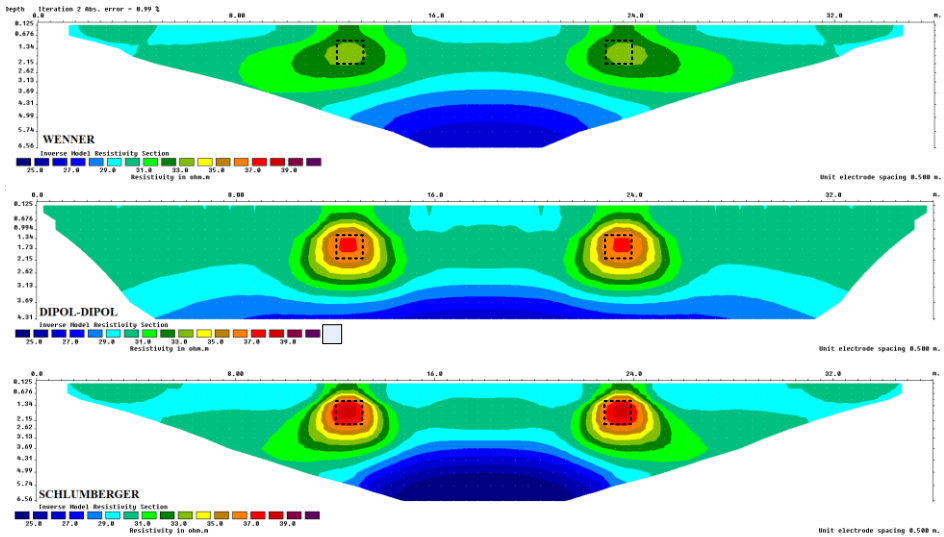




**Fig. 3.16** Pseudo-sectiuni de rezistivitate ale aceluiași model geologic

Procesarea pseudo-sectiunilor de rezistivitate se realizează cu ajutorul unor programe specializate de analiză inversă, rezultând în secțiuni de rezistivitate asemănătoare (dar improbabil identice) cu cea reală. Acest fapt se datorează, ca și în cazul interpretării curbelor SEV, unui număr infinit de modele teoretice care pot să genereze o pseudo-sectiune de rezistivitate asemănătoare cu cea obținută din măsurările reale.

Așadar, chiar și după ce secțiunile au fost procesate cu ajutorul programelor dedicate, interpretarea rezultatelor este o etapă crucială în alegerea corectă a modelului geofizic.



**Fig. 3.17** Modele geofizice rezultate in urma procesării pseudo-secțiunilor de rezistivitate

Există și posibilitatea realizării tomografiilor electrice 3D folosind același principiu ca la tomografia 2D, doar că electrozii vor fi dispuși într-o rețea spațială. Această metodă oferă o rezoluție mult mai bună a măsurărilor, dar necesită o procesare mult mai laborioasă, fiind mai rar folosită și doar la studiile de mare detaliu.



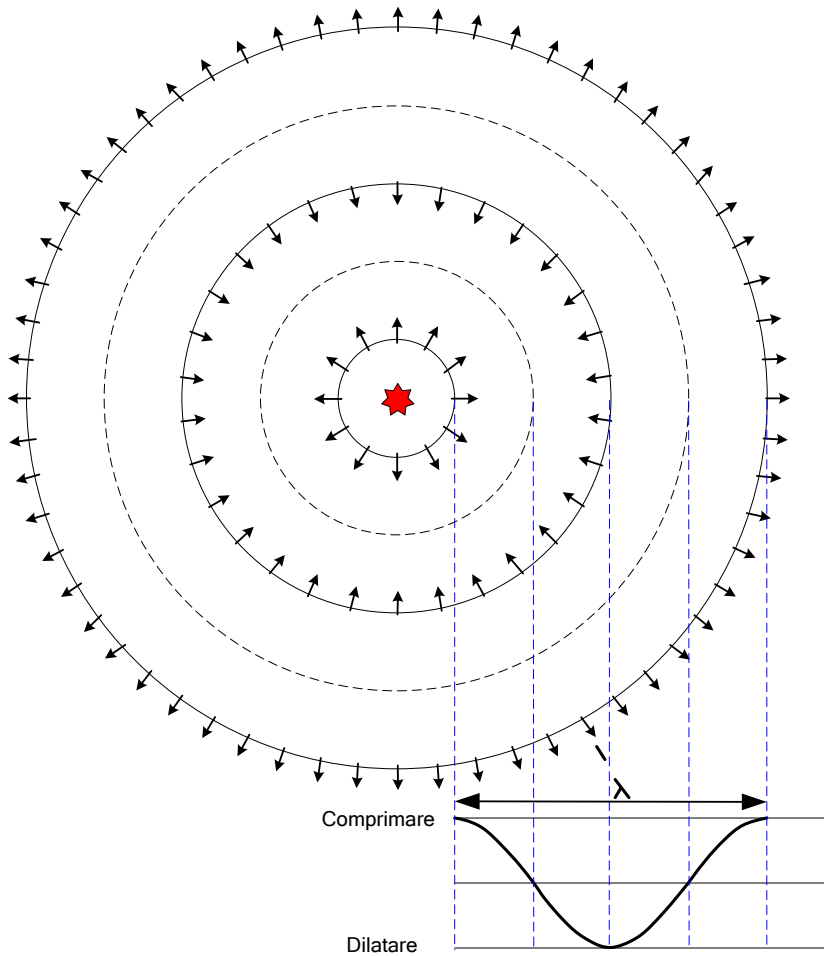
## Capitolul 4. Metode seismice aplicate în geofizică

Metodele seismice se bazează pe măsurarea timpilor parcurși din punctul de generare (sursă) la receptori (geofone) a perturbației mecanice generate în punctul sursă. În cazul în care mediul subteran ar fi constituit dintr-un singur material omogen și izotrop energia mecanică ar ajunge de la sursă la receptor prin propagare directă între cele două puncte, geofonul înregistrând un singur eveniment. În cazul unui mediu stratificat receptorul înregistrează o multitudine de evenimente (refracții, reflexii, difracții etc.) cu timpi diferiți de sosire, înregistrarea acestora în domeniul timp purtând denumirea de trasă seismică. În cazul în care aceeași generare seismică este înregistrată de un număr mai mare de receptori (fiecare receptor înregistrează o trasă) se formează un grup de trase care poartă denumirea de înregistrare seismică.

Pentru a putea face distincție între evenimentele seismice de pe o trasă și pentru a putea procesa semnalul seismic este nevoie de o înțelegere foarte bună a fenomenelor care apar la propagarea undelor mecanice printr-un mediu stratificat. În cele ce urmează sunt prezentate succint principiile care stau la baza propagării undelor mecanice, fenomenele care apar la interfața dintre medii cu impedanță acustică diferită, cât și particularitățile diferitor metode de procesare a înregistrărilor seismice

### 4.1 Elementele unei seismice

Dacă într-un punct al unui mediu omogen și izotrop este generată o excitație mecanică, aceasta se va propaga radial din punctul sursă în mediul adiacent sub formă de unde mecanice care produc mici deformații în mediul prin care se propagă.



**Fig. 4.1** Reprezentarea schematică a propagării undelor seismice longitudinale [30]

În oricare moment, pentru o undă seismică se pot defini: domeniul undei, frontul și spatele undei, viteza de propagare, direcția de propagare și raza seismică.

Domeniul undei este locul geometric al punctelor din spațiu care este afectat de propagarea undelor, la un anumit moment de timp.

Frontul de undă este locul geometric al punctelor la care a ajuns unda la un moment dat. În cazul undelor seismice, frontul de unda este suprafața care separă domeniul undei de mediul prin care unda încă nu s-a propagat. Domeniul prin care unda s-a propagat deja este denumit și spatele undei.

Viteza de propagare (viteza reală) a unei unde este viteza cu care aceasta se propagă pe direcția normală pe frontul de undă. Viteza de propagare măsurată pe oricare altă direcție în afară de cea perpendiculară pe frontul de undă este denumită viteză aparentă.

Raza seismică este distanța dintre sursă și frontul undei, fiind normală pe acesta.

Unda sferică este unda al cărei front de undă este o suprafață sferică, fiind caracteristică propagării în medii omogene și izotrope. În cazul în care frontul de undă poate fi considerat o suprafață plană, unda se definește ca undă plană și este caracteristică fenomenului de refracție critică sau fronturilor de undă situate la distanțe foarte mari față de punctul sursă și receptor.

## 4.2 Bazele fizice ale metodei

### 4.2.1 Principiul lui Huygens

*„Fiecare punct de pe un front de undă poate fi considerat ca un izvor de unde secundare elementare, care se propagă cu aceeași viteză și lungime de undă ca și unda inițială. Noul front de undă este creat prin însumarea tuturor acestor unde elementare.”* Pe baza acestui principiu se pot justifica fenomenele de reflexie, refracție și estimarea pozițiilor succesive ale frontului de undă.

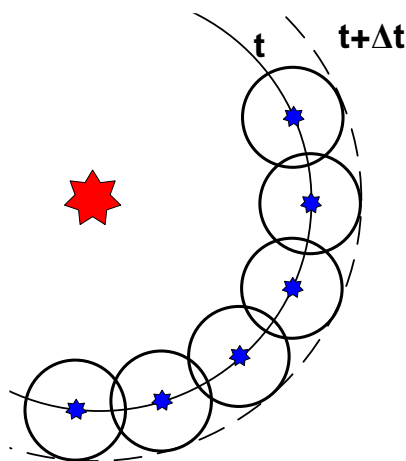


Fig. 4.2 Reprezentarea fronturilor de undă conform principiului lui Huygens

#### **4.2.2 Principiul lui Fermat**

*„La trecerea unei raze de lumină prin medii cu densități diferite între două puncte date A și B, aceasta va urma traiectoria cu timpul de parcurs minim”*

Chiar dacă observațiile inițiale au fost făcute pentru unde electromagnetice, s-a observat că acest principiu este valid și în cazul propagării undelor mecanice prin mediul geologic, principiul putând fi reformulat ca:

*„Propagarea undei seismice se face pe drumul corespunzător timpului minim”.*

#### **4.2.3 Principiul superpoziției (suprapunerii efectelor)**

Dacă într-un punct se manifestă efectul unor excitații mecanice provenite din surse diferite, excitația totală este rezultatul însumării excitațiilor mecanice individuale.

#### **4.2.4 Principiul reversibilității**

Dacă se schimbă poziția sursei cu cea a receptorului atunci timpul de propagare și forma oscilației rămâne neschimbată iar traiectoria inițială este parcursă în sens invers. Cu toate că în condițiile geologice reale s-au observat mici abateri de la acest principiu el este folosit în etapa de procesare a înregistrărilor.

#### **4.2.5 Legea reflexiei și refracției**

Principiul lui Huygens este folosit în studiul fenomenelor de reflexie și refracție. Pentru a demonstra legea reflexiei se pornește de la analiza unei unde plane incidente pe o suprafață orizontală, considerată limita de separație dintre două medii, caracterizate de valori diferite ale vitezei de propagare a undelor. Viteza de propagare în mediul de deasupra suprafeței de separare este egală cu  $V_1$ , iar viteza în mediul vecin este  $V_2$ ; se consideră cazul  $V_2 > V_1$ .

În Fig. 4.3 ÷ Fig. 4.6 sunt prezentate fronturile de undă generate din patru puncte de pe suprafața de separație dintre cele două medii, poziția frontului de undă la un anumit timp fiind reprezentată prin culoarea roșie. Se observă că datorită vitezei mai mari de propagare în mediul 2, arcul de cerc determinat de frontul de undă este mai mare. Astfel, folosind principiul lui Huygens și construind înfășurătoarea fronturilor de undă obținem frontul de undă al undei reflectate care se întoarce în mediul 1 și unda refractată care se propagă în mediul 2 (Fig. 4.7). Se observă că direcția undei (care este perpendiculară pe frontul de undă) se schimbă la trecere în mediul 2 (se mărește unghiul dintre normala la suprafață și direcția undei refractate), iar în cazul undei reflectate aceasta face același unghi cu normala la suprafața de separație ca și direcția undei incidente ( unghiul de reflexie este egal cu unghiul de incidență)

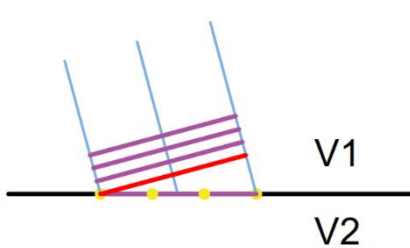


Fig. 4.3 Poziția frontului de undă la momentul  $t_0$

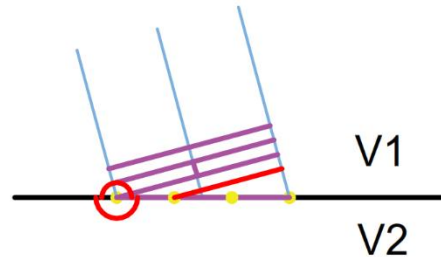


Fig. 4.4 Poziția frontului de undă la momentul  $t_0 + \Delta t$

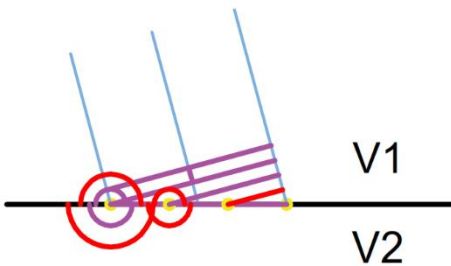


Fig. 4.5 Poziția frontului de undă la momentul  $t_0 + 2\Delta t$

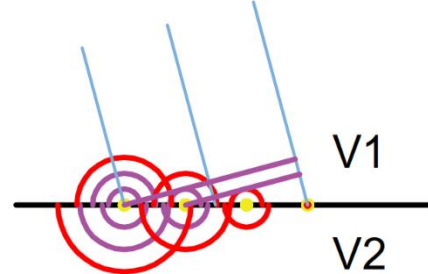


Fig. 4.6 Poziția frontului de undă la momentul  $t_0 + 3\Delta t$



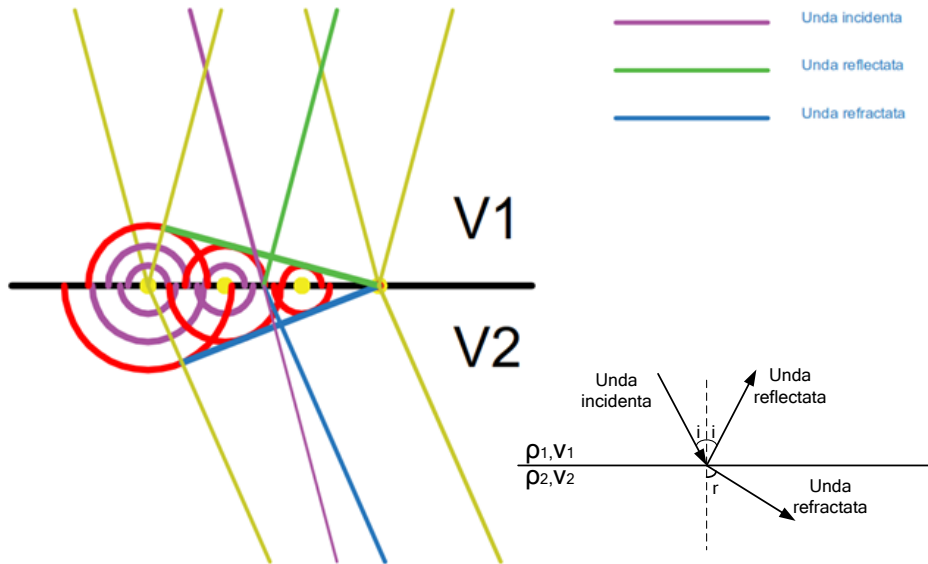


Fig. 4.7 Reprezentarea schematică a formării undelor reflectate și refractate

Conform celor arătate anterior se pot formula următoarele legi ale reflexiei și refracției undelor:

1. Unda incidentă, normala la suprafața de separație și unda reflectată sunt coplanare
2. Unghiul de incidență  $i$  este congruent cu unghiul de reflexie  $r$
3. Unda incidentă, normala la suprafața de separație și unda refractată sunt coplanare
4. 
$$\frac{\sin(i)}{V_1} = \frac{\sin(r)}{V_2}$$

în care  $i$  este unghiul de incidență iar  $r$  este unghiul de refracție

### 4.3 Tipuri de unde seismice

În urma impactului mecanic se generează o deformație care se propagă sub forma mai multor tipuri de unde:

- unde de volum, care sunt alcătuite din unde principale (notate P) și unde secundare (notate S);
- unde de suprafață, de tip Rayleigh și de tip Love.

### 4.3.1 Unde de volum

Undele de volum sunt undele care se propagă în interiorul Pământului. În funcție de sensul de deplasare a particulelor solului față de direcția de propagare a undei se definesc două tipuri de unde

- a) Unde longitudinale în care particulele oscilează paralel cu direcția de propagare ( cazul undelor P)
- b) Unde în care particulele oscilează perpendicular pe direcția de propagare ( cazul undelor S)

Unda P este unda a cărei propagare se face prin deplasarea particulelor mediului prin dilatări și comprimări succesive în lungul direcției de propagare (Fig. 4.8). Undele P se propagă prin orice fel de mediu (solid, lichid și gazos). Viteza în aer este de circa 330 m/s, iar în apă este de circa 1450 m/s. În cazul în care undele P apar datorită producerii unor cutremure, acestea sunt considerate mai puțin distructive comparativ cu undele S și cu cele de suprafață.

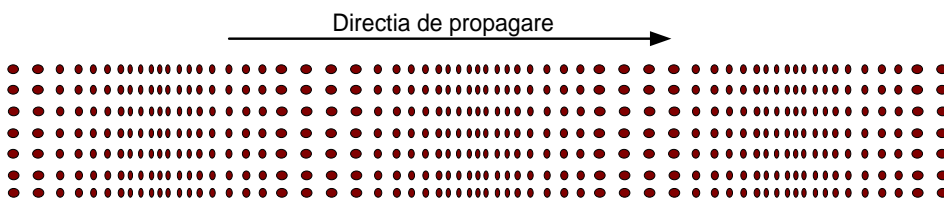


Fig. 4.8 Reprezentarea schematică a propagării undei P

Unda S este unda a cărei propagare se face prin deplasarea particulelor mediului pe direcție transversală față de direcția de propagare, respectiv sunt unde care se propagă prin interacțiuni de forfecare (Fig. 4.9). Undele S sunt cunoscute sub numele de unde secunde întrucât ele ajung la receptor după undele P, considerate unde prime, deoarece acestea au viteză de propagare mai mică decât undele P.

Spre deosebire de undele P, undele S nu se propagă prin medii fluide și gazoase, deoarece în aceste medii modulul de forfecare este egal cu 0. Pornind de la această observație, seismologii au ajuns la concluzia că nucleul globului terestru este lichid.

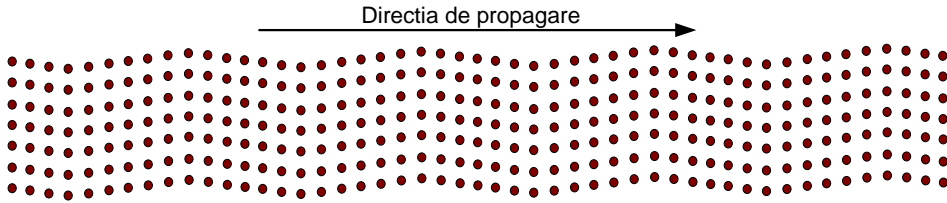


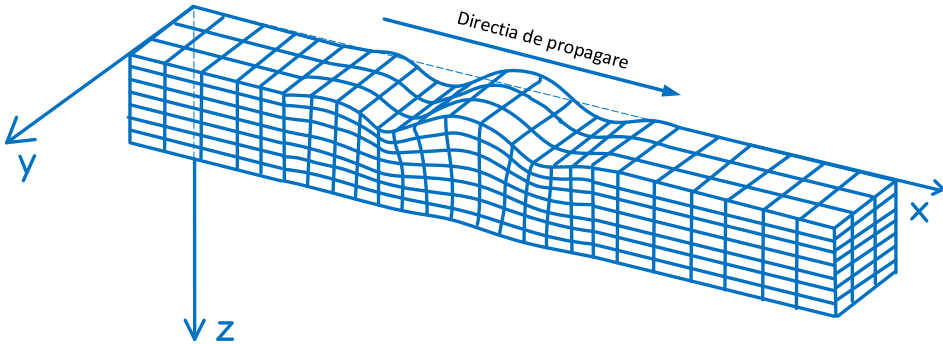
Fig. 4.9: : Reprezentarea schematică a propagării undei S

Valorile vitezelor de propagare ale undelor P și S depind de valorile constantelor elastice  $E$  (modulul lui Young),  $\nu$  (coeficientul Poisson) cât și de densitatea mediului ( $\rho$ ).

#### 4.3.2 Unde de suprafață

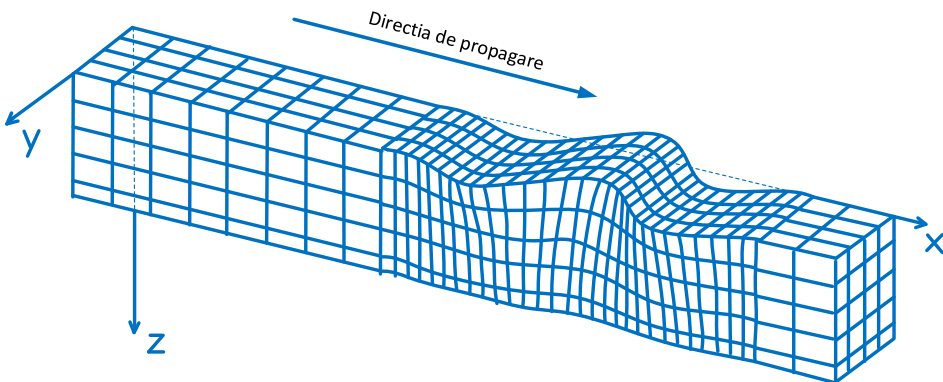
Undele de suprafață sunt unde care se propagă în apropierea suprafeței solului. Viteza de propagare a acestora este mult mai mică decât aceea a undelor de volum. Aceste unde sunt considerate ca fiind cele mai periculoase din cauza valorilor scăzute ale frecvențelor lor și a amplitudinii mari. S-a constatat că efectele lor distructive sunt mai mari comparativ cu cele ale undelor de volum. În funcție de modul în care se deplasează particulele mediului în timpul propagării undelor de suprafață se disting două tipuri de unde : Rayleigh și Love.

Unda Rayleigh este o undă de suprafață a cărei propagare se face prin mișcarea particulelor atât în lungul cât și perpendicular pe direcția de propagare a undei seismice (Fig. 4.10). Această undă ia naștere prin suprapunerea oscilațiilor neomogene longitudinale și transversale. Existența acestor unde a fost descoperită de către Lord Rayleigh (1885). Undele Rayleigh sunt unde dispersive, ceea ce înseamnă că viteza lor de propagare depinde de frecvență. Amplitudinea deplasării particulelor scade cu adâncimea. Se consideră că în medii elastice omogene, viteza lor de propagare este cu 10% mai mică decât cea a undelor S.



**Fig. 4.10** Reprezentarea schematică a propagării undei Rayleigh

Unda Love este o undă de suprafață care se propagă prin mișcarea particulelor în plan orizontal și perpendicular pe direcția de propagare a unei seismice (Fig. 4.11). Ca și undele Rayleigh, undele Love sunt un tip de unde dispersive iar amplitudinea mișcării particulelor scade cu creșterea adâncimii. Viteza lor de propagare este puțin mare decât cea a undelor Rayleigh. Unda Love a fost numită după A.E.H. Love (1911).



**Fig. 4.11** Reprezentarea schematică a propagării undei Love

## 4.4 Parametrii undelor seismice

### 4.4.1 Frecvența, perioada și lungimea de undă

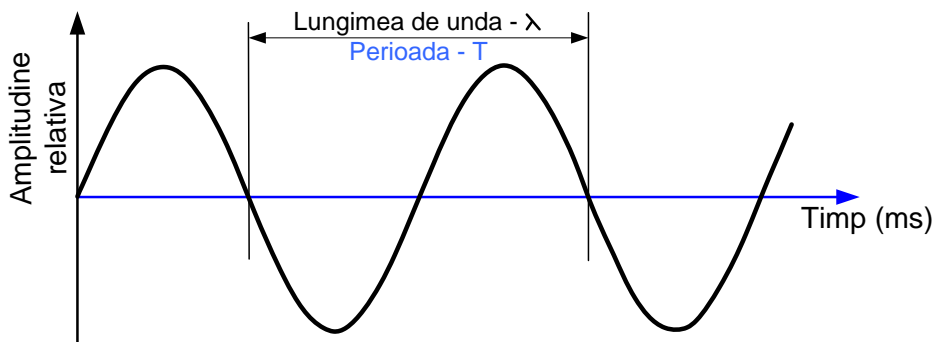
Orice undă seismică se caracteriză prin: frecvență ( $f$ ), perioadă ( $T$ ) și viteză aparentă de propagare ( $V$ ). Lungimea de undă ( $\lambda$ ) se poate obține înmulțind viteza de propagare a undei, cu perioada, acești parametrii putându-se estima pe baza înregistrărilor seismice în domeniul timp (seismograme).

$$f = \frac{1}{T} \quad (4.1)$$

$$\lambda = V \cdot T = \frac{V}{f} \quad (4.2)$$

unde,  $f$  este frecvența, exprimată în Hz, iar  $T$  este perioada, exprimată în secunde, iar  $\lambda$  este lungimea de undă exprimată în metri.

Perioada de oscilație se măsoară direct pe trasa seismică, fiind perioada de timp în care are loc o oscilație completă (Fig. 4.12). Determinând viteza de propagare a undei analizate putem calcula lungimea de undă.

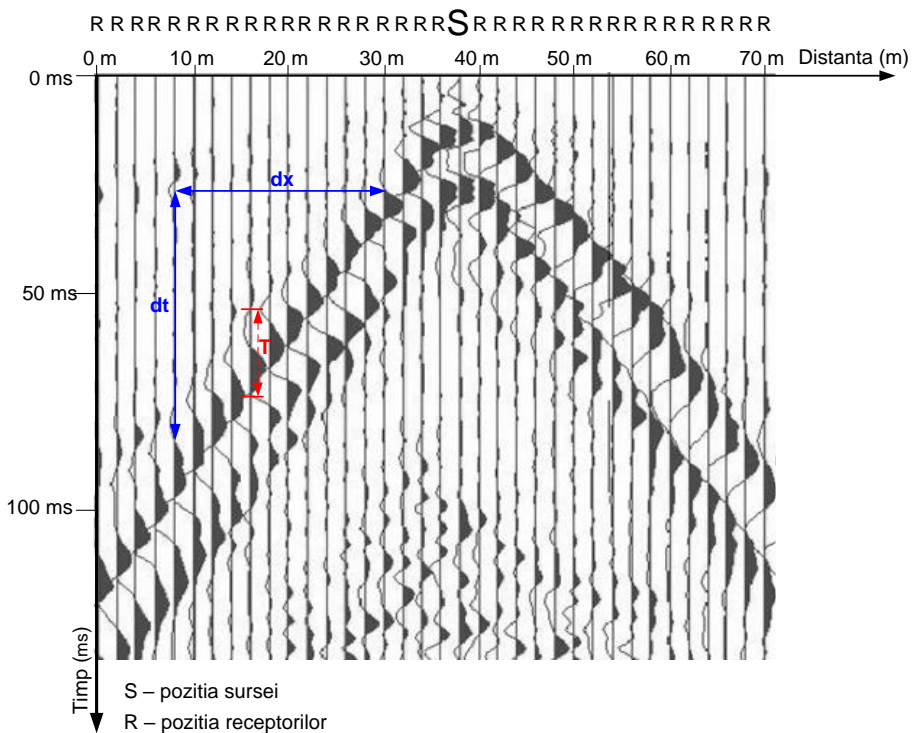


**Fig. 4.12.** Schiță aferentă măsurării perioadei de oscilație a undei pe o înregistrare seismică

O estimare a valorilor aparente ale perioadei și vitezei de propagare a unei unde seismice se poate face grafic direct pe înregistrarea seismică. În Fig. 4.13 este reprezentată o înregistrare seismică obținută folosind 36 de

geofoane amplasate în lungul unui profil seismic la distanța (dintre geofoane) de 2 m. Sursa are coordonata  $x=38$  m iar intervalul de eșantionare în timp este de 1ms.

Viteza aparentă de propagare a undei analizate,  $V_a$ , se calculează împărțind distanța dintre geofoanele care înregistrează această undă ( $dx$ ) la diferența dintre timpii de sosire ai undei ( $dt$ ) la geofoanele respective (Fig. 4.13). Pentru forma de undă care face parte din unda analizată perioada se citește pe o singură trasă seismică, frecvența fiind calculata cu rel. (4.1).



**Fig. 4.13:** . Schiță aferentă măsurării perioadei  $T$  (pe o trasă seismică), și a vitezei de propagare, funcție de  $dx$  și  $dt$  (pe un grup de trase), pentru o undă seismică

#### 4.4.2 Spectrul de frecvență. Transformata Fourier

Datele seismice brute sunt înregistrate și reprezentate în domeniul timp. Pentru o analiză mai bună a undelor înregistrate de un receptor este foarte util să reprezentăm înregistrarea în domeniul frecvență. Pentru a

transforma o înregistrare seismică din domeniul timp în domeniul frecvență se apelează la transformata Fourier, care descompune semnalul complex înregistrat de receptor în mai multe unde sinusoidale de frecvențe diferite. Această descompunere este foarte utilă în faza de filtrare și procesare ulterioară a semnalului.

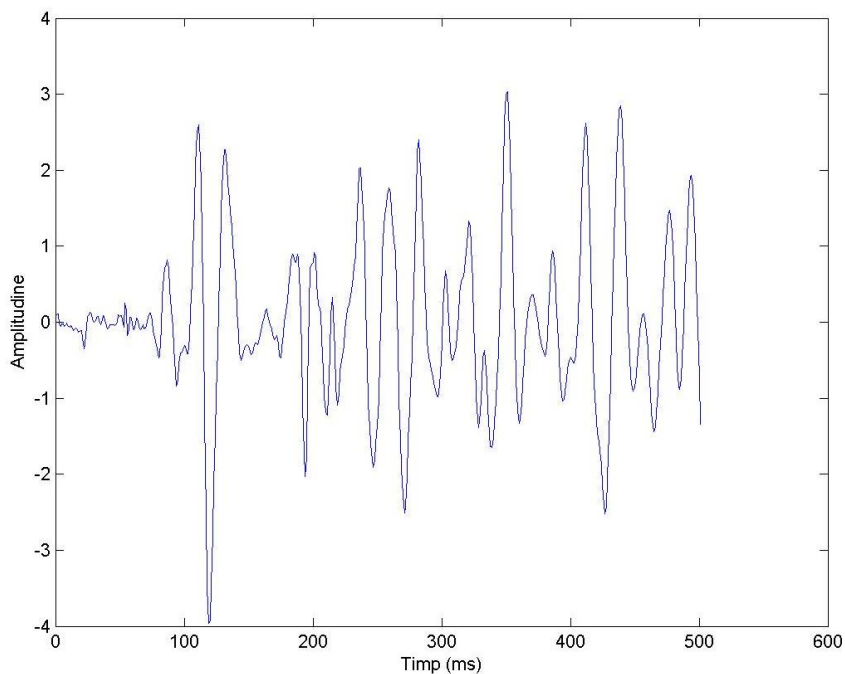
După aplicarea transformatei Fourier unei trase se obține un spectru de frecvențe din care este format semnalul inițial. În funcție de numărul de trase analizat se obțin spectre de frecvență 1D (când se analizează o singură trasă) și 2D (când se analizează mai multe trase).

Transformata Fourier 1D este folosită pentru a transforma un semnal reprezentat în domeniul timp,  $g(t)$ , care este continuu și absolut integrabil, într-unul reprezentat în domeniul frecvență,  $G(f)$ :

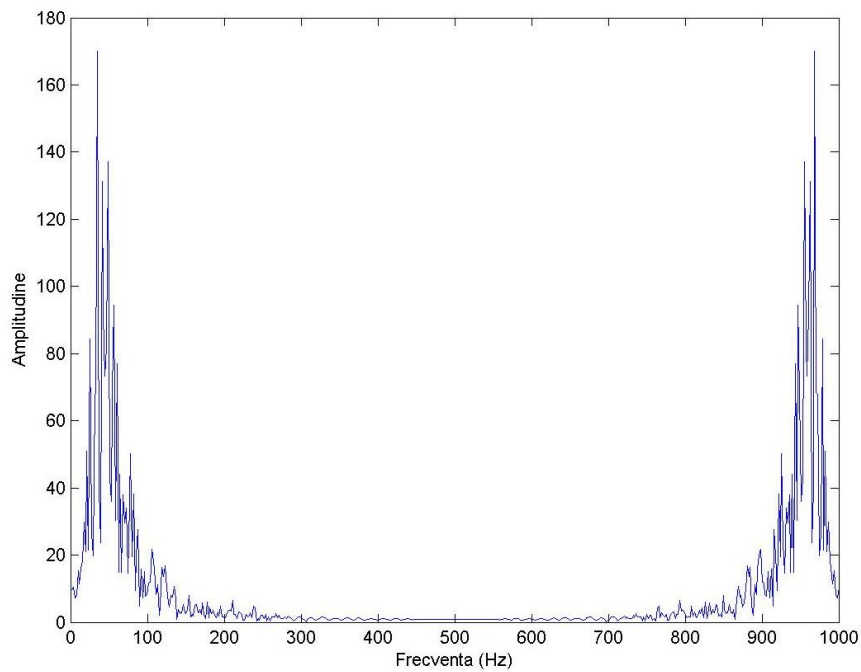
$$G(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(t) e^{-i2\pi ft} dt \quad (4.3)$$

În Fig. 4.14 este reprezentată o trasă seismică; înregistrată cu un interval de eșantionare în timp de 1 ms.

Aplicând acestei trase transformata Fourier 1D obținem spectrul de frecvență (Fig. 4.15, Fig. 4.16) și spectrul de fază (Fig. 4.17) ale undelor ce formează (prin însumare) trasa inițială



**Fig. 4.14** Trasă seismică reprezentată în domeniul timp (Panea [31])



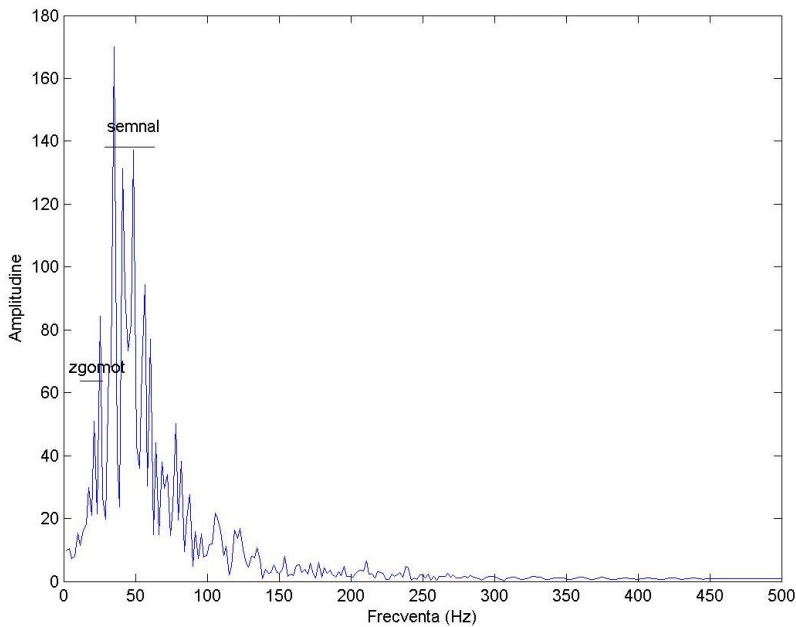
**Fig. 4.15** Spectrul de amplitudine al transformatei Fourier aplicate trasei inițiale (Panea [31])



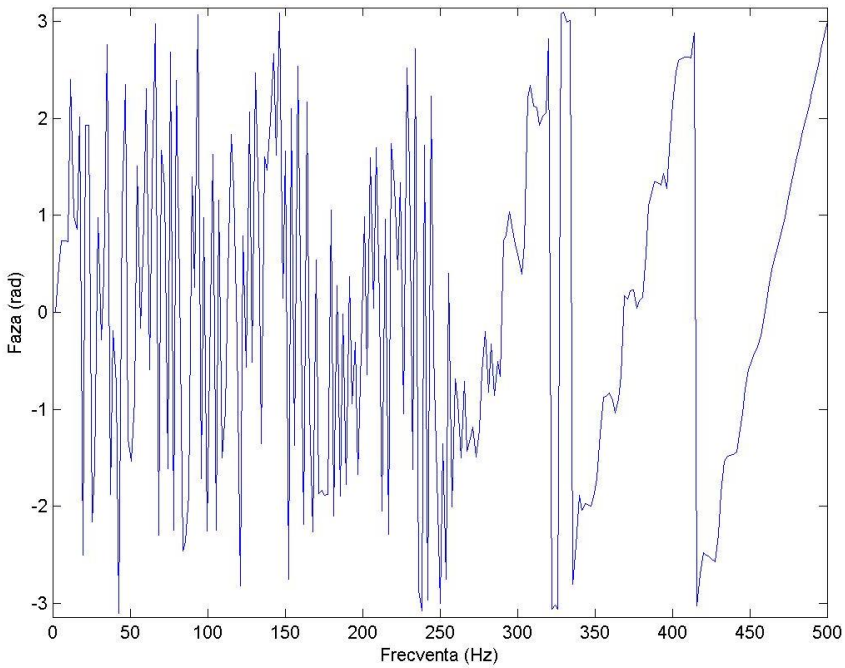
În Fig. 4.15 se observă o simetrie a spectrului de frecvență față de frecvența centrală, de 500 Hz. Această valoare este corespunzătoare frecvenței Nyquist care are valoarea de jumătate din frecvența de eșantionare în timp a semnalului înregistrat de geofon. În cazul de față, intervalul de eșantionare este de 1 ms (1000 de citiri pe secundă), deci o frecvență de eșantionare în timp de 1000Hz având o frecvență Nyquist corespunzătoare de 500 Hz ( $1000/2$  Hz).

În funcție de frecvența Nyquist frecvențele se împart în frecvențe pozitive (0-500 Hz), care pot conține semnal util și frecvențe negative (500-1000 Hz) care reprezintă zgomot rezultat în urma aplicării transformatei Fourier.

După înlăturarea frecvențelor negative se poate trece la separarea semnalului util față de zgomot, diferențierea făcându-se în funcție de amplitudinea semnalului din spectrul de frecvență (Fig. 4.16).



**Fig. 4.16** Spectrul de amplitudine al transformatei Fourier aplicate trasei inițiale, cu indicarea intervalelor de frecvență în care este concentrat semnalul [31]



**Fig. 4.17** Spectrul de fază al transformatei Fourier aplicate trasei inițiale (Panea [31])

#### 4.5 Viteza de propagare a undelor seismice

Viteza de propagare este cea mai importantă caracteristică a unei unde seismice, aflarea acesteia fiind principalul obiectiv al măsurărilor seismice de mică adâncime.

Viteza de propagare a undelor seismice printr-un anumit mediu este în directă legătură proprietățile fizico-mecanice ale mediului geologic și de omogenitatea acestuia.

$$V_P = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad (4.4)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\nu)}} \quad (4.5)$$

unde:  $V_P$  este viteza undei P;  $V_S$  este viteza undei S; E este modulul de elasticitate longitudinal (modulul lui Young);  $\rho$  este densitatea rocii;  $\nu$  este coeficientul lui Poisson;

Valoarea vitezelor de propagare ale undelor seismice care pot fi măsurate în studiile seismice de mică adâncime variază între 100 m/s și 7000 m/s, obținerea unei anumite valori fiind condiționată de următorii factori [32]:

- proprietățile fizico-chimice și cristalo-chimice ale rocilor;
- compoziția petrografică,
- gradul de cimentare
- adâncimea în cazul rocilor magmatice, metamorfice și a rocilor sedimentare cimentate;
- porozitatea și gradul de saturație al porilor cu fluide în cazul pământurilor.

**Tab. 4.1: Intervale de variație ale vitezei undei principale în funcție de tipul de rocă (după Constantinescu E, 1965)**

Tip de rocă	Viteza $V_p$ (m/s)
Roci sedimentare:	
Terigene	200 – 4000
Carbonatate	2600 – 6200
De precipitație chimică	3500 – 6400
Roci metamorfice	3800 - 7000
Roci eruptive:	
Acide	4000 – 5700
Bazice	4500 – 6000

**Tab. 4.2: Intervale de variație ale vitezei undei principale pentru diferite medii de propagare (după Constantinescu E, 1965)**

Tip de material	Viteza $V_p$ (m/s)
Aer (20 °C)	343
Apă	1400 – 1600
Gheață	3100 - 4200
Sol	200 – 700
Loess	375 – 400
Nisip uscat, pietriș	300 – 800
Nisip umed (în funcție de gradul de saturație)	500 – 1800
Argilă nisipoasă	350 – 900

Tip de material	Viteza Vp (m/s)
Argilă	1100 – 2500
Marnă	2000 – 3500
Gresie friabilă	1500 – 2500
Gresie	1800 – 4000
Șisturi argiloase	2700 – 4700
Cretă	1800 – 3800
Calcar	2600 – 6200
Dolomit	5000 – 6200
Sare gemă, anhidrit	4100 – 6400
Gips	3500 – 4500
Granit	4200 – 5700
Bazalt	4400 – 6000
Petrol	1300 – 1400

În cazul rocilor care au porii saturați cu diferite fluide, viteza de propagare a unei prin acest mediu depinde de viteza de propagare prin materialul solid, viteza de propagare prin fluid și de porozitatea materialului, respectiv:

$$\frac{1}{V_{R+F}} = \frac{1-n}{V_R} + \frac{n}{V_F} \quad (4.6)$$

unde:

- $V_{R+F}$  este viteza într-o rocă saturată cu fluid;
- $V_R$  este viteza în matricea minerală;
- $V_F$  este viteza în fluidul din spațiul poros,
- $n$  este porozitatea.

## 4.6 Atenuarea undelor seismice

Energia undelor seismice scade cu cât ne îndepărtăm de punctul de generare, la receptor ajungând doar o foarte mică parte din energia inițială. Fenomenele principale care influențează diminuarea energiei undei sunt:

- divergența sferică;
- reflexie și refracție;
- absorbție;
- interferența undelor seismice.

### 4.6.1 Divergența sferică:

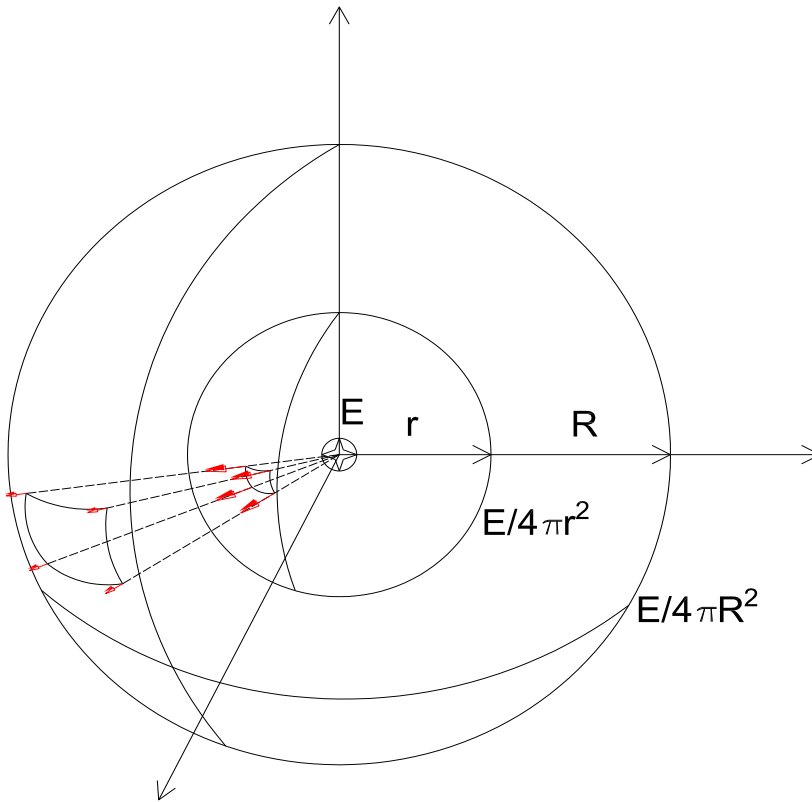
Presupunând cazul unui mediu omogen și izotrop în care unda se propagă radial din punctul de generare fără a fi absorbită (amortizată) de mediu, și ținând cont ca energia inițială este distribuită în frontul de undă, atunci energia inițială trebuie să fie egală în orice moment cu produsul dintre densitatea energetică a frontului de undă și suprafața frontului de undă. Divergența sferică este fenomenul de scădere densității de energie pe unitate de suprafață odată cu creșterea frontului de undă, respectiv:

$$E_r = \frac{E_0}{4\pi r^2} \quad (4.7)$$

unde:

- $E_r$  energia într-un punct plasat la distanța  $r$  față de sursă;
- $E_0$  energia generată de sursă.

Analizând formula (4.7) se observă că energia este afectată de creșterea distanței cu un factor de  $1/r^2$  fapt ce duce la o scădere a amplitudinii măsurate de receptor cu un factor de  $1/r$ .



**Fig. 4.18** reprezentarea schematică a divergenței sferice a energiei inițiale

#### 4.6.2 Reflexia și refracția

Reflexia și refracția sunt fenomene care apar atunci când o undă mecanică întâlnește suprafața de separație dintre două medii cu impedanțe acustice diferite. Presupunând că unda se propagă inițial prin mediul 1 ( $\rho_1, v_1$ ) și ajunge la limita de separație cu mediul 2 ( $\rho_2, v_2$ ), o parte din energie se întoarce în mediul 1 (reflexie), iar o parte se propagă în mediul 2 (refracție), cantitățile de energie reflectată și refractată fiind condiționate de coeficienții de reflexie și transmisie (refracție).

În (Fig. 4.19) este prezentată descompunerea unei incidente (I) care are amplitudinea  $A_i$ , într-o undă reflectată (R), cu amplitudinea  $A_r$  și o undă transmisă (T), cu amplitudinea  $A_t$ .

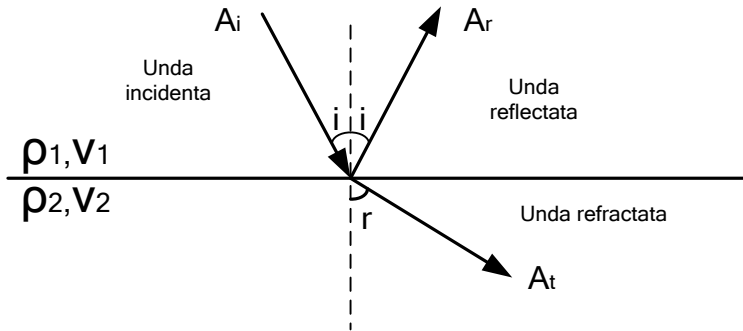


Fig. 4.19 Unda incidentă, unda reflectată și unda refractată;

Presupunând că nu există pierderi de energie în timpul fenomenelor de reflexie și refracție atunci:

$$A_i = A_r + A_t = A_i R + A_i T \quad (4.8)$$

unde  $R$  și  $T$  sunt coeficienții de reflexie și transmisie definiți astfel:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (4.9)$$

$$T = 1 - R \quad (4.10)$$

În cazul special al incidenței critice întreaga energie a unei incidente este transmisă în mediul 2, aceasta propagându-se în lungul limitei dintre cele două medii, cu viteza  $v_2$ , dând naștere undelor frontale.

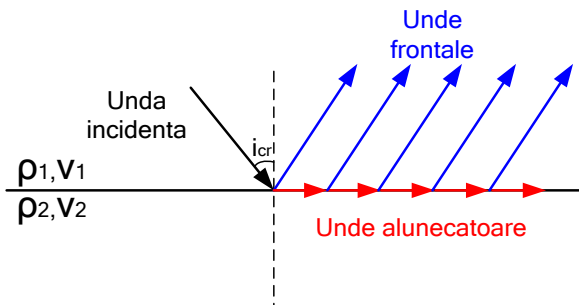


Fig. 4.20 Propagarea undelor la incidență critică

În funcție de tipul contrastelor realizate pe o limită geologică, acestea se împart în [31]:

- Limite reflectatoare: limitele pe care se realizează un contrast de impedanță acustică (produsul dintre densitate și viteză);
- Limite refractoare: limitele pe care se realizează numai contrast de viteză de propagare.

Un contrast de impedanță acustică mare face ca o limită geologică să reflecte o mare cantitate de energie, ea fiind foarte vizibilă pentru seismica de reflexie, dar „lăsând” să treacă o foarte mică cantitate de energie. În cazul seismicii de suprafață prezența unei limite cu coeficient de reflexie foarte mare, la o adâncime mică limitează adâncimea de investigare la acea limită.

### 4.6.3 Absorbția

Fenomenul de absorbție se referă la disiparea energiei prin frecare internă în timpul propagării undelor seismice printr-un anumit mediu. Se arată teoretic și se constata experimental următoarea lege de variație a amplitudinii unde în funcție de distanță:

$$a_r = a_0 e^{-\alpha(f)r} \quad (4.11)$$

unde:

- $a_r$  este amplitudinea la distanța  $r$ ;
- $a_0$  este amplitudinea în punctul inițial;
- $\alpha$  este coeficientul de absorbție;
- $f$  este frecvența.

Din măsurările efectuate s-a observat că valorile coeficientului de absorbție sunt cuprinse în intervalul 0,001 – 0,1, valorile maxime întâlnindu-se în zona de suprafață, în rocile în care undele au viteze mici de propagare. Este foarte important de observat faptul că valorile coeficientului de absorbție ( $\alpha$ ) este dependent de frecvență, de obicei frecvențele înalte având un coeficient de absorbție mai mare față de frecvențele joase.



#### **4.6.4 Interferența undelor seismice**

În cazul în care printr-un punct al mediului geologic se propagă concomitent mai multe unde, excitația în acest punct va fi condiționată de interferența acestora conform principiul superpoziției. În funcție de efectul pe care îl are asupra amplitudinii și formei de undă interferența poate fi de două tipuri [31]:

- Interferența distructivă, atunci când amplitudinea rezultantă scade iar forma oscilației se modifică semnificativ; interferența distructivă fiind întâlnită în medii geologice care conțin strate/uri foarte subțiri.
- Interferența constructivă, atunci când amplitudinea rezultată crește

#### **4.7 Rezoluția spațială**

Rezoluția spațială este distanța minimă ( $\epsilon$ ) dintre doua obiecte plasate pe o limită seismică la care acestea pot fi detectate ca fiind distincte i.e. dacă obiectele sunt plasate la distanțe mai mici decât  $\epsilon$  ele nu mai pot fi detectate ca fiind separate ci sunt percepute ca un singur obiect.

Parametrul care influențează rezoluția spațială este distanța dintre geofoane. Dacă presupunem existența a două obiecte pe o limită seismică, pentru a le identifica pe secțiunea seismică avem nevoie de cel puțin două puncte de reflexie pentru fiecare obiect. Informațiile primite de la un punct de reflexie se regăsesc pe o singură trasă seismică (recepționată la un singur receptor seismic). Astfel, pentru o mai bună vizualizare a fiecărui obiect avem nevoie de mai multe trase seismice/obiect ceea ce înseamnă că trebuie să folosim o distanță mai mică între geofoane pentru a permite acoperirea cu mai multe trase a obiectului analizat.

#### **4.8 Metode de investigare seismică**

##### **4.8.1 Seismică de refracție**

Seismica de refracție implică măsurarea timpului de sosire a primei unde înregistrate de fiecare geofon din linia seismică activă. Aceasta are la bază legea lui Snell (a unghiului critic de incidență), formarea undelor alunecătoare și generarea undelor frontale.

Datorită traseului simplu al primelor unde sosite (prima rupere) și a hodografului care poate fi descompus în componente liniare (care au panta egală cu inversul vitezei stratului pe care alunecă), acestea pot fi interpretate foarte ușor în cazul unei structuri litologice simple (Fig. 4.22).

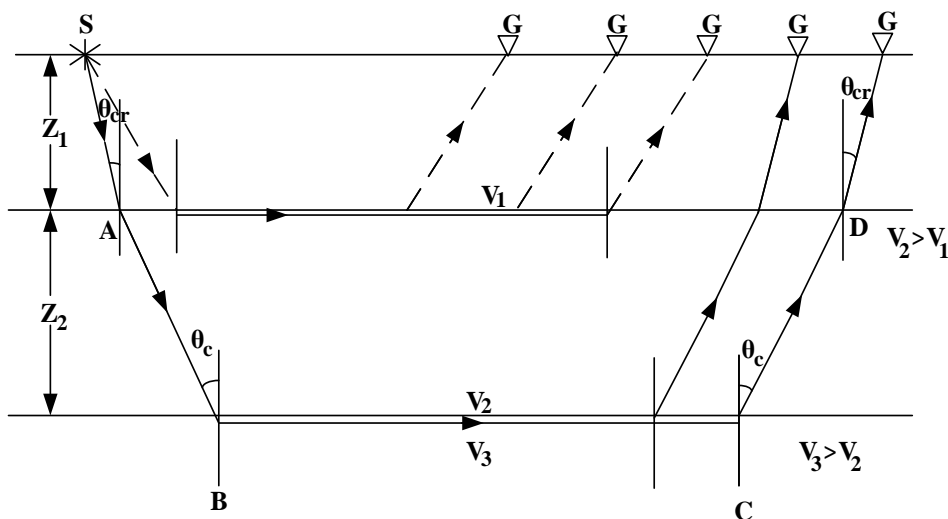


Fig. 4.21 Model de propagare a undelor seismice în cazul unei secvențe de trei strate horizontale

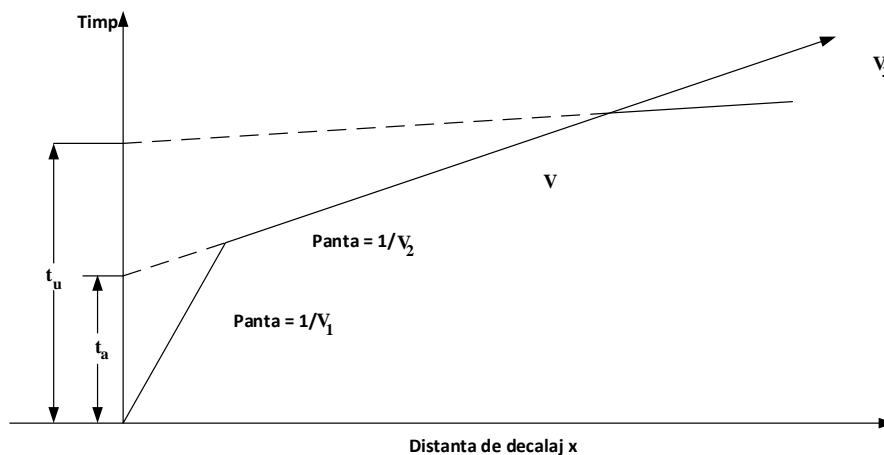


Fig. 4.22 Grafic teoretic obținut după procesarea înregistrărilor seismice corespunzătoare Fig. 4.21

În cazul în care secțiunea litologică prezintă strate înclinate, apar pante diferite ale hodografulor undelor frontale. Din acest motiv, măsurările se

efectuează cu cel puțin trei (3) ”puncte de împușcare”, situate – două la capete și unul central, înclinarea stratelor și vitezele acestora fiind determinate prin intermediul procesării.

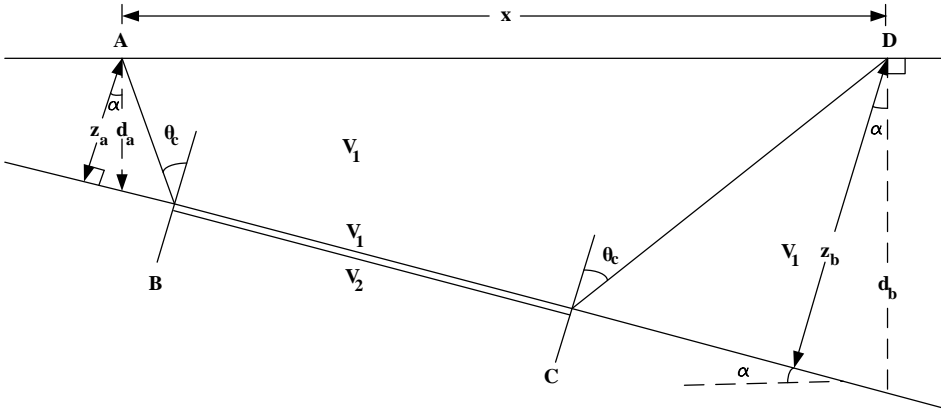


Fig. 4.23 Model de propagare a undelor seismice în cazul prezentei unui strat reflector înclinat

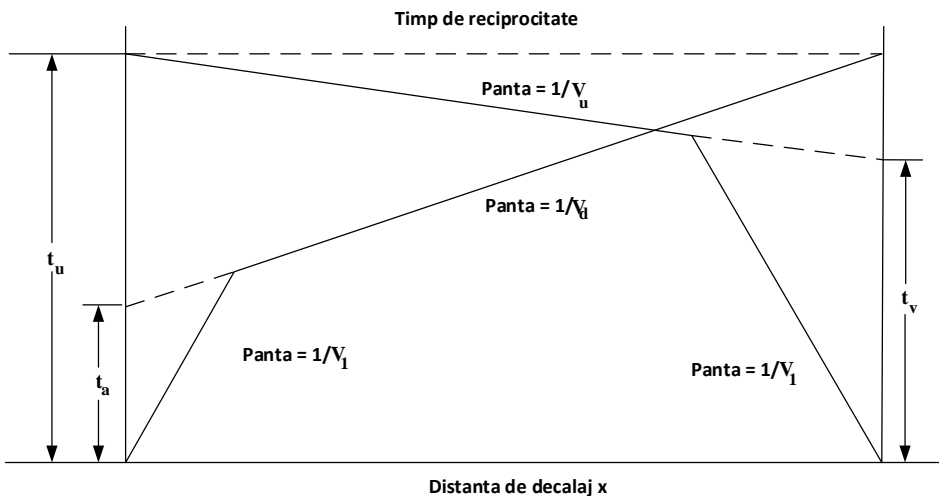


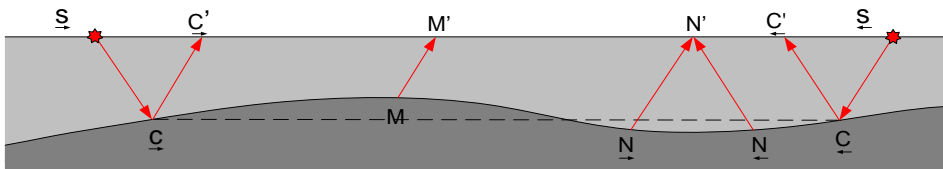
Fig. 4.24 Hodograf teoretic pentru cazul unei limite înclinate, graficul prezentând două înregistrări, cu împușcare la capăt

Aceste cazuri simple se pot procesa manual, fără a fi nevoie de programe specializate de inversie.

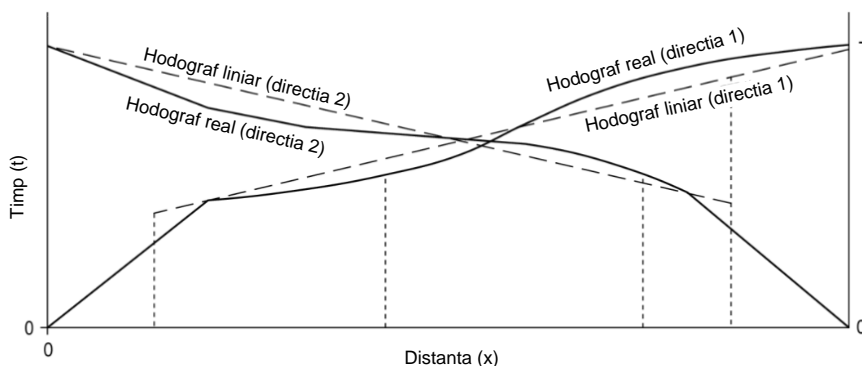
Tehnica de achiziție și interpretare sunt reglementate de normativele: ASTM D7128 - 05(2010) Standard Guide for Using the Seismic-

Reflection Method for Shallow Subsurface Investigation și pe plan național de STAS 11156-78 Teren de fundare. Cercetarea geofizică a terenului de fundare prin metode seismice.

În cazul structurilor geologice mai complicate, care prezintă falii, cute, efilări de strate etc. se folosesc programe dedicate, care prin calcul invers, pot reproduce hodografe neliniare (Fig. 4.25 și Fig. 4.26).

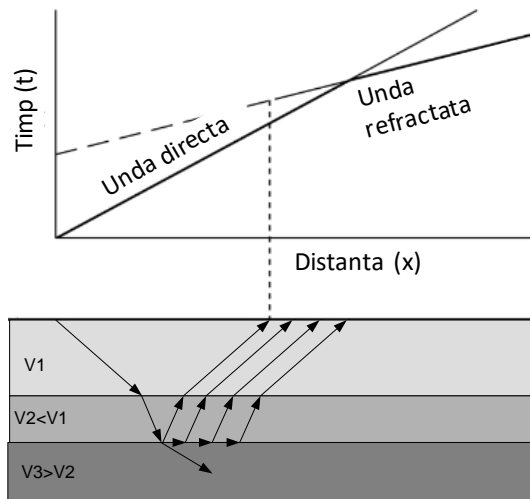


**Fig. 4.25** Reprezentarea schematică a unui profil geologic și traseul undelor



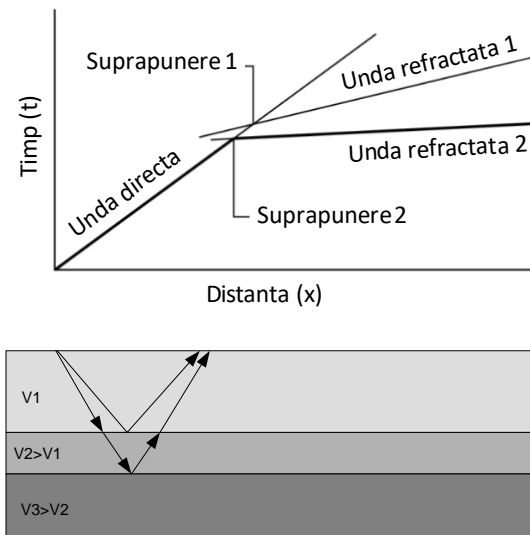
**Fig. 4.26** Hodograf corespunzător secțiunii litologice din Fig. 4.25

Metoda se aplică cu succes în cazul mediilor stratificate relativ omogene din punctul de vedere al vitezelor laterale, cu variații importante de impedanță acustică pe direcție verticală, care crește cu adâncimea. Dacă există un strat care are o viteză a undelor principale inferioară celui aflat deasupra acestuia, limita dintre cele două nu poate fi observată deoarece undele alunecătoare și frontale se formează doar la trecerea dintr-un mediu cu o viteză inferioară într-unul cu o viteză superioară (Fig. 4.27).



**Fig. 4.27** Hodograf corespunzător unei secvențe litologice strat superior cu viteză mare-strat inferior cu viteză redusă

În cazul unui mediu alcătuit dintr-un strat superior cu viteză mult mai scăzută decât cel pe care se reazemă, acesta din urmă având o grosime redusă, prima sosire care va intersecta unda directă va fi cea asociată undei refractate de la baza stratului 2 (ne-evidențindu-se limita dintre cele două strate) (Fig. 4.28), aceste două aspecte sunt principalele limitări ale acestei metode seismice.



**Fig. 4.28:** Hodograf corespunzător unei secvențe litologice strat superior cu viteză scăzută-strat inferior subțire cu viteză foarte mare

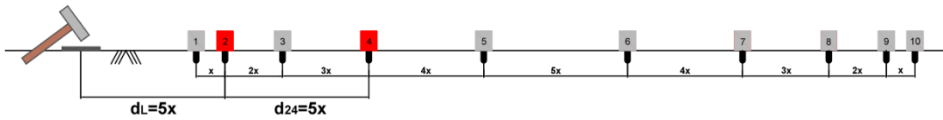
### **4.8.2 Seismică de reflexie**

Seismica de reflexie are o putere de rezoluție mult mai mare față de seismica de refracție dar din cauza achiziției și procesării foarte laborioase se folosește cu precădere în industria de explorare pentru hidrocarburi. Această metodă nu va fi detaliată în continuare deoarece nu face scopul acestui manuscris.

### **4.8.3 Metoda analizei spectrale a undelor de suprafață sau metoda SASW**

Metoda SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) a fost dezvoltată la începutul anilor '80 și utilizează caracteristicile de dispersie ale undelor Rayleigh în medii multi-strat pentru estimarea vitezelor undelor de forfecare ale straturilor aflate la adâncimi reduse. Undele de suprafață de tip Rayleigh sunt generate într-un domeniu mare de frecvențe cu un dispozitiv de generare a impulsului, i.e. ciocan sau greutate în cădere. Vibrațiile induse sunt măsurate în diverse puncte de pe suprafața terenului prin intermediul unor geofoane, iar semnalele colectate sunt transformate în domeniul frecvențelor utilizând transformări Fourier (FFT) pentru obținerea spectrului de unghiuri relative de fază. Spectrul obținut este utilizat pentru construirea curbei de dispersie a undelor de suprafață măsurate în amplasamentului. Profilul de rigidități (în legătură directă cu distribuția vitezei undelor secundare în adâncime) este calculat prin metoda reconstrucției inverse în mod iterativ prin calibrare pe baza curbelor teoretice și experimentale de dispersie. Curbele teoretice sunt calculate pentru rigidități presupuse ale materialului utilizând teoria propagării undelor în medii stratificate orizontal.

Ca urmare a proprietăților dispersive ale undelor Rayleigh, componente cu frecvențe diferite se propagă până la diferite adâncimi astfel că furnizează informații cu privire la straturile aflate la diferite adâncimi. La procesarea măsurărilor SASW sunt utilizate seriile de timp obținute cu două geofoane în același timp.



**Fig. 4.29: Exemplu de dispunere a geofoarelor și obținerea datelor dintr-o pereche de receptori. Unul din receptorii utilizați trebuie să se afle la mijlocul distanței dintre sursă și celălalt receptor pereche [33]**

Pentru un amplasament dat, trebuie realizate mai multe seturi de măsurări, variind defazarea sursei sau utilizând diferite tipuri de surse, pentru a genera unde cu un conținut diferit de frecvențe. În plus, procesul este repetat de la celălalt capăt al șirului de geofoane pentru a elimina posibilele efecte ale deplasărilor interne de fază cauzate de receptoare. Când undele de suprafață sunt generate cu o sursă care poate fi manevrată de om, i.e.. ciocan, o estimare adecvată a vitezelor de undă pentru undele de forfecare poate fi făcută până la adâncimi de aproximativ 20m.

Deoarece sunt necesare măsurări repetate cu diferite dispuneri ale aparatului, achiziția de date este solicitantă din punct de vedere al efortului depus și al timpului necesar. De asemenea, procesarea datelor necesită o perioadă de timp mare. Calculele trebuie repetate pentru fiecare pereche de receptori, iar rezultatele trebuie examinate manual pentru evaluarea calității acestora. Deoarece sunt utilizate serii de timp de la doar doi receptori în același timp, pot apărea dificultăți în distingerea corectă între undele de suprafață și zgomot, precum undele de volum sau moduri superioare. Se pot produce astfel erori în estimarea curbelor de dispersie, iar în cele din urmă în profilul vitezelor undelor de forfecare.

Utilizarea spectrelor unghiurilor de fază relative pentru construirea curbelor de dispersie experimentale poate fi realizată doar pentru amplasamente unde există un singur mod dominant de propagare al undelor de suprafață în întregul domeniu de frecvențe. Această situație este întâlnită de obicei în amplasamente unde rigiditatea crește cu adâncimea. Pentru amplasamente neomogene însă, multiple moduri ale undelor de suprafață pot participa în câmpul undelor, astfel că nu poate fi identificat un mod dominant. În consecință, utilizarea spectrelor de unghiuri de fază relative poate duce la obținerea unor curbe de dispersie nereprezentative.

Pentru a rezolva aceste limitări a fost propusă o procedură de calcul invers bazată pe curbe de dispersie sintetice. Calculul se realizează prin calibrarea curbelor de dispersie obținute analitic sau numeric pe baza simulărilor 3D ale testelor SASW de teren, cu ajutorul curbelor de dispersie obținute

experimental. Deși curba de dispersie experimentală poate fi afectată de erori, acestea sunt reproduse implicit în curbele simulate. Cu toate acestea, procedura de simulare a curbelor de dispersie poate fi complicată și costisitoare din punct de vedere al volumului de munca aferent calculelor.

Metoda SASW a fost aplicată până la adâncimi de 45 m, însă practica a demonstrat ca estimări precise pot fi făcute până la aproximativ 20 m adâncime. Este însă necesar ca suprafața terenului să prezinte o zonă accesibilă, cu o lungime cel puțin egală cu adâncimea până la care se dorește investigarea. Cu toate acestea, nu se impune ca suprafața terenului să nu fie construită, putând fi utilizată și în zone pavate, deși acuratețea determinării grosimii și rigidității stratelor scade în aceste cazuri.

#### ***4.8.4 Metoda analizei multicanal a undelor de suprafață sau metoda MASW***

Metoda MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) a fost introdusă de Park et al. în 1999 și reprezintă o tehnică de investigare pentru estimarea profilurilor vitezelor undelor de forfecare prin materialele aflate la adâncimi reduse (aproximativ 30 m). Metoda utilizează înregistrări pe multiple canale și principii de procesare larg utilizate în seismologia de suprafață, precum și în investigațiile seismice de reflexie.

În general, metodele MASW pot fi clasificate în două categorii – active și pasive – în funcție de modul de generare al undelor de suprafață. Metoda activă are la bază generarea undelor prin surse seismice cu impuls sau vibrații, în timp ce metoda pasivă utilizează unde de suprafață generate de unde naturale sau antropice necontrolate, precum traficul.

MASW a fost dezvoltat pentru a întâmpina unele din dezavantajele metodei SASW. Literatura de specialitate și practica inginerescă au raportat o serie de avantaje ale metodei MASW:

- Achiziția datelor pe teren necesită mai puțin timp decât în cazul SASW. Metoda MASW necesită o singură serie de măsurări pentru o configurație sursă-receptori.
- Analiza de dispersie este mult mai facilă și poate fi automatizată. Procesarea datelor se face de la toți receptorii simultan, înlocuind calculele multiple realizate în perechi de receptori cu metoda SASW.



- Sursele de zgomot pot fi identificate mult mai ușor, îndepărtând astfel zgomotul din datele colectate. Reducerea zgomotului conduce la o creștere a acurateții în analiza de dispersie, rezultând într-un profil de viteze ale undelor mult mai exact.
- Metoda MASW poate acoperi o adâncime de investigare mai mare decât SASW folosind aceeași sarcină de impact. Adâncimea maximă până la care se poate utiliza în general SASW este de 20 m, în timp ce MASW poate fi utilizat cu ușurință până la 30 m, atâta vreme cât sursa este suficient de puternică.
- Metoda MASW face posibilă observarea caracteristicilor de dispersie multi-modală ale undelor de suprafață.
- Evaluarea vitezelor undelor de forfecare în două sau trei dimensiuni utilizând MASW este eficientă din punctul de vedere al costurilor și al timpului.
- Metoda MASW poate fi utilizată pentru analizarea undelor de suprafață generate pasiv. Acestea au frecvențe mai mici decât cele generate activ, prin încărcări de impact. Utilizarea undelor pasive poate îmbunătăți adâncimea de investigare.

Undele Rayleigh determină particulele din mediul pe care îl traversează să se deplaseze pe traiectorii eliptice în plan vertical, normal pe direcția de propagare a undei. Mișcarea particulelor este retrograd eliptică (Fig. 4.30) aproape de suprafață, devenind prograd eliptică odată cu creșterea adâncimii. Amplitudinea undelor Rayleigh scade exponențial cu adâncimea. La o adâncime de penetrare egală cu o lungime de undă, deplasarea mediului devine sub 30% din valoarea sa la suprafață. Dacă este generată de o sursă punctuală, energia undei scade proporțional cu  $1/r$ , unde  $r$  este distanța până la sursa seismică.

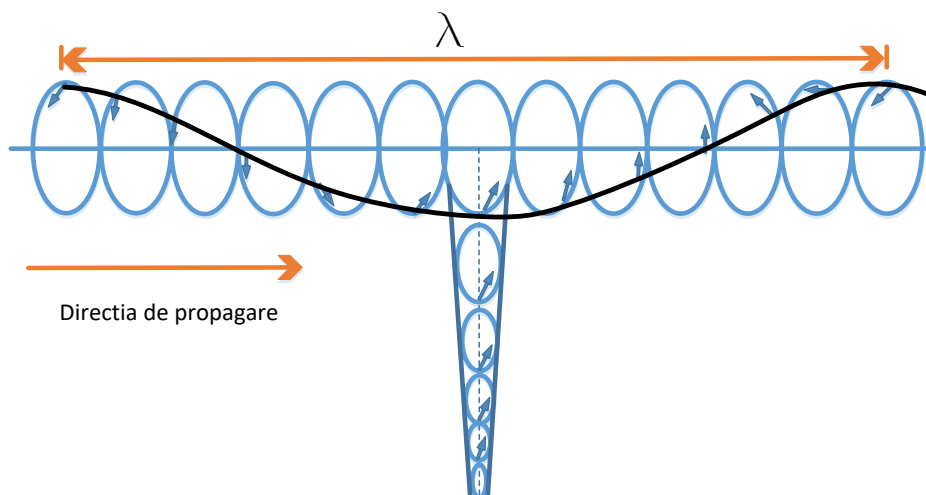


Fig. 4.30 Reprezentarea schematică a modului de propagare al undelor Rayleigh

Dispersia undelor Rayleigh poate fi examinată studiind o sursă seismică idealizată, care vibrează cu o singură frecvență „ $f$ ” la suprafața unui mediu elastic multistratificat. Lungimea de undă „ $\lambda$ ” a undelor Rayleigh rezultate este constantă și poate fi determinată prin măsurarea distanței dintre amplitudinile succesive ale undei. O sursă de frecvență redusă generează lungimi de undă mari, care se propagă prin diverse medii simultan, în timp ce sursele de frecvență înaltă generează unde care au adâncimi mai mici de propagare Fig. 4.31 ÷ Fig. 4.33.

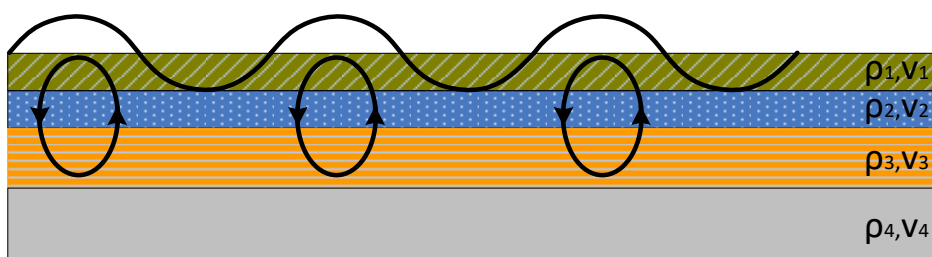


Fig. 4.31: Adâncimi de penetrare pentru unde de frecvență redusă [33]

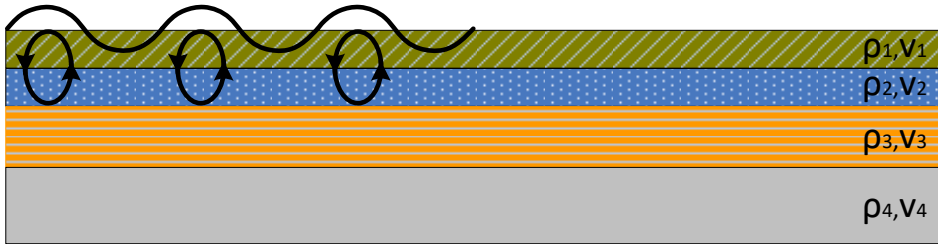


Fig. 4.32: Adâncimi de penetrare pentru unde de frecvență medie [33]

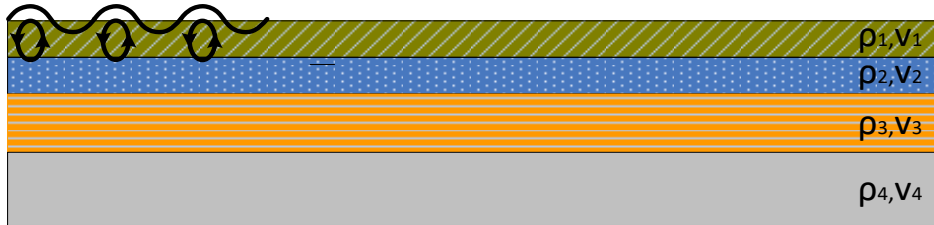
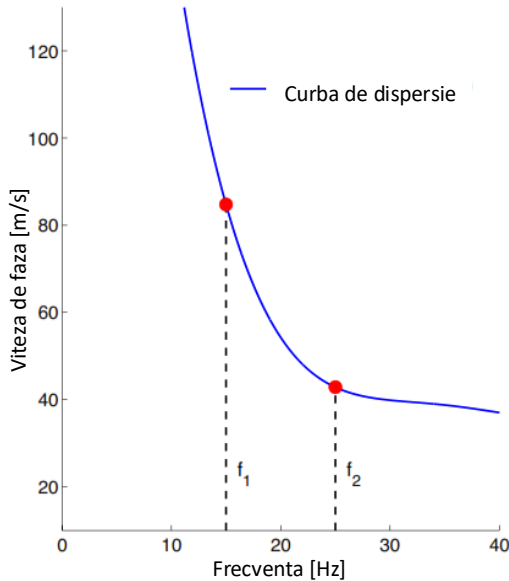


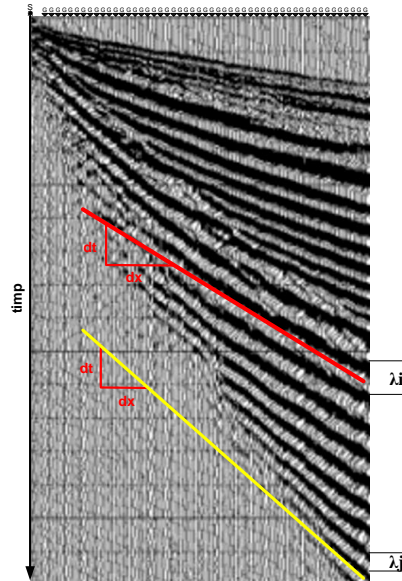
Fig. 4.33: Adâncimi de penetrare pentru unde de frecvență mare [33]

Prin folosirea mecanismului clasic de generarea a undelor în seismica de suprafață (ciocan care lovește o placă) se generează un spectru foarte larg de frecvență (1 Hz - >300 Hz) [34] care se propagă în subsol. În cazul analizei de tip MASW se analizează undele Rayleigh cu frecvențe cuprinse în intervalul de 5 Hz-30 Hz.

Datorită comportamentului dispersiv (Fig. 4.35) al undelor Rayleigh fiecărei frecvențe îi va corespunde o anumită viteză de propagare numită *viteză de fază* ( $V_R$ ). Curba de variație a vitezelor de fază cu frecvențele asociate se numește *curbă de dispersie* (Fig. 4.34).



**Fig. 4.34: Exempletu de curba de dispersie [33]**



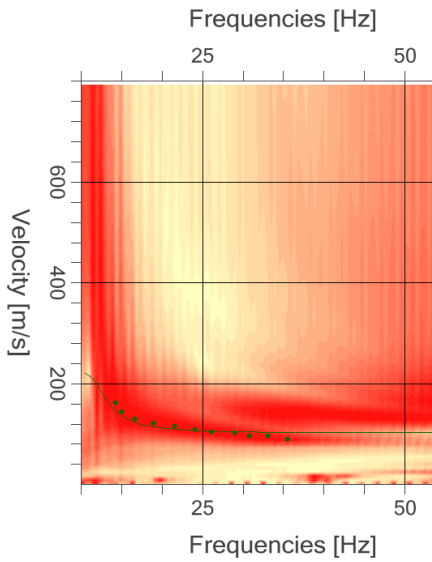
**Fig. 4.35: Caracterul dispersiv al undelor de suprafață**

Din cauza complexității procesării datelor, această metodă necesită utilizarea unui program software specializat de procesare și pentru aplicarea reconstrucției inverse sau modelare inversă.

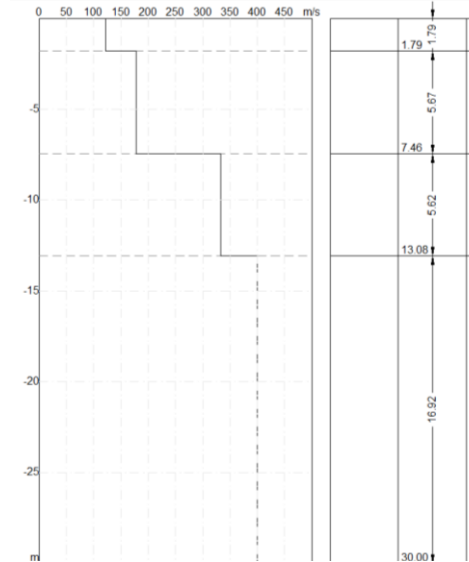
După încărcarea înregistrării, se indică zona semnalului util și se aplică filtre de frecvență, semnalul astfel obținut fiind descompus cu transformata Fourier și apoi calculându-se spectrele de viteză de fază - frecvență. Pe acest spectru se identifică de către utilizator curba de dispersie, din care programul calculează prin modelare inversă distribuția vitezelor undelor de forfecare în adâncime.

Dintre factorii ce influențează forma curbei de dispersie, cel mai important este reprezentat de viteza undelor S, fiind urmat de grosimea stratului, densitatea acestuia și de viteza undelor principale.

În Fig. 4.36 și Fig. 4.37 sunt prezentate un spectru de curbe de dispersie și distribuția pe verticala a undelor de forfecare corespunzătoare curbei de dispersie pentru cazul unui mediu orizontal stratificat.



**Fig. 4.36:** Exemplu de spectru de viteză de fază-frecvență



**Fig. 4.37:** Exemplu de distribuție a vitezelor undelor pe adâncime

## Capitolul 5. Identificarea cavităților în zone urbane

Studiu de caz privind zona bulevardului Coposu, București

### 5.1 Introducere

În vederea sublinierii aplicabilității metodelor geofizice în ingineria geotehnică pentru rezolvarea diverselor probleme vor fi prezentate aplicații practice reprezentative pentru a oferind inginerului geotehnician informații privind modul de aplicare a metodelor descrise în capitolele anterioare. Un prim exemplu constă în identificarea cavităților în zone urbane. Datele utilizate s-au obținut din zona bulevardului Coposu, București.

Trebuie menționat că investigațiile geofizice sunt considerate ca fiind printre cele mai bune metode de identificare a cavităților subterane, în mod special în zone urbane. Aceste cavități prezintă un risc major în special în cazul în care echipamente de mare tonaj sunt dispuse pe șantier deasupra unor astfel de cavități pentru realizarea noilor construcții, ceea ce ar putea provoca accidente. Din acest motiv, identificarea cavităților trebuie desfășurată înaintea începerii execuției. Cavitățile/golurile pot fi umplute cu aer, cu apă, sau parțial cu apă, fiecare dintre aceste situații conducând la obținerea unui contrast de rezistivitate electrică față de pământul înconjurător. În plus, investigațiile ERT (Electrical Resistivity Tomography) o metodă robustă, au un cost redus și rapiditate în execuție, ceea ce face ca acestea să fie frecvent utilizate în astfel de aplicații.

Măsurările au fost realizate pe un șantier din zona Cartierului Evreiesc din București, acesta fiind o zonă rezidențială și comercială compactă construită la sfârșitul secolului XIX. Cartierul este situat pe malul stâng al râului Dâmbovița, în apropierea Pieței Unirii. În anii '80, în perioada regimului comunist, cartierul a fost demolat aproape în întregime, fiind înlocuit de mari clădiri rezistențiale și administrative, conform planului

urbanistic al perioadei respective. Astfel, zona a suferit o activitate antropică intensă (Fig. 5.1) aflându-se în prezent 2016 într-un alt stadiu de dezvoltare, ceea ce implică o serie de riscuri în fazele de execuție, cauzate în principal de prezența golurilor subterane.

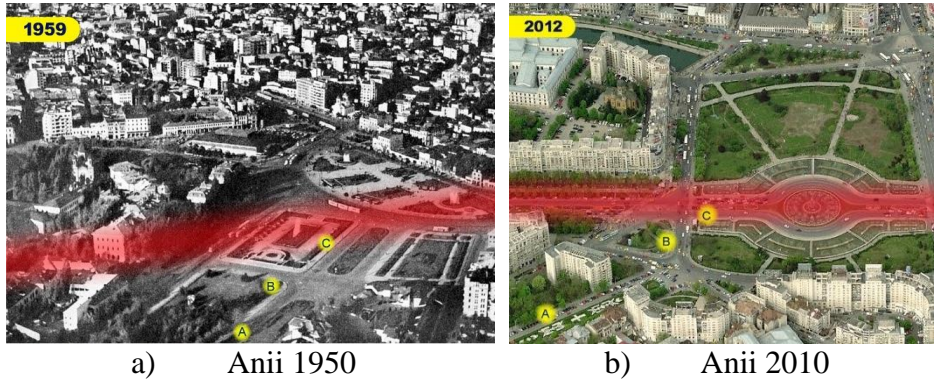


Fig. 5.1: Dinamica zonei Piața Unirii în ultimii 50 de ani a) imaginea de ansamblu din 1959; b) imaginea de ansamblu din 2012

## 5.2 Rezultate experimentale

Au fost măsurate 4 profiluri ERT, utilizând echipament IRIS Electric Pro, profilurile fiind dispuse în zonele în care cavitățile subterane erau anticipate, pe baza hărților vechi ale zonei. Atât în cazul achiziției datelor primare cât și în cazul procesării acestora au apărut o serie de probleme, acestea fiind comentate împreună cu soluțiile propuse pentru remedierea acestora.

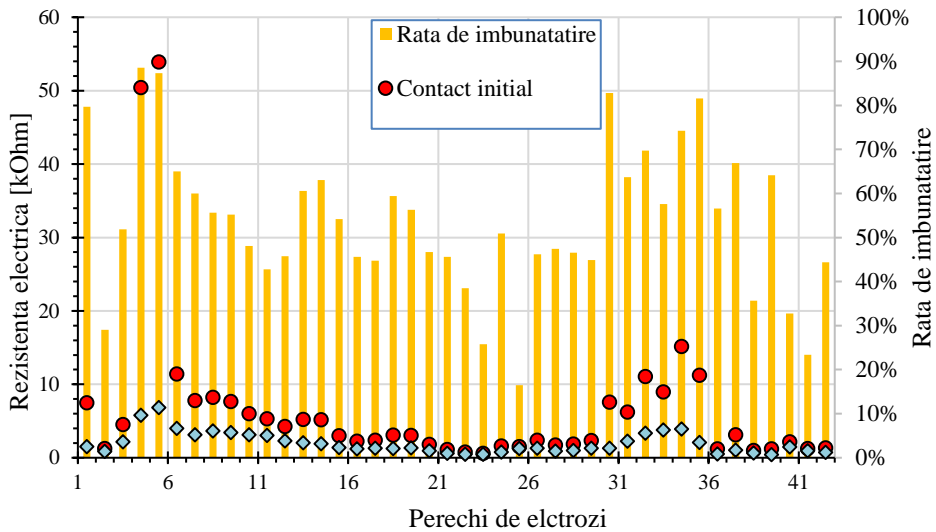
Achiziția a fost realizată în 2 etape (Fig. 5.2), cu dispunerea electrozilor la interval de 1.0 m. Reconstrucția inversă (metoda de modelare a morfologiei subteranului astfel încât sa se justifice rezultatele obținute) a fost efectuată cu soft-ul RES2DINV (Geotomo Software, [www.geoelectrical.com](http://www.geoelectrical.com)).



**Fig. 5.2: Dispunerea profilurilor de investigație electrică în cele două etape de achiziție**

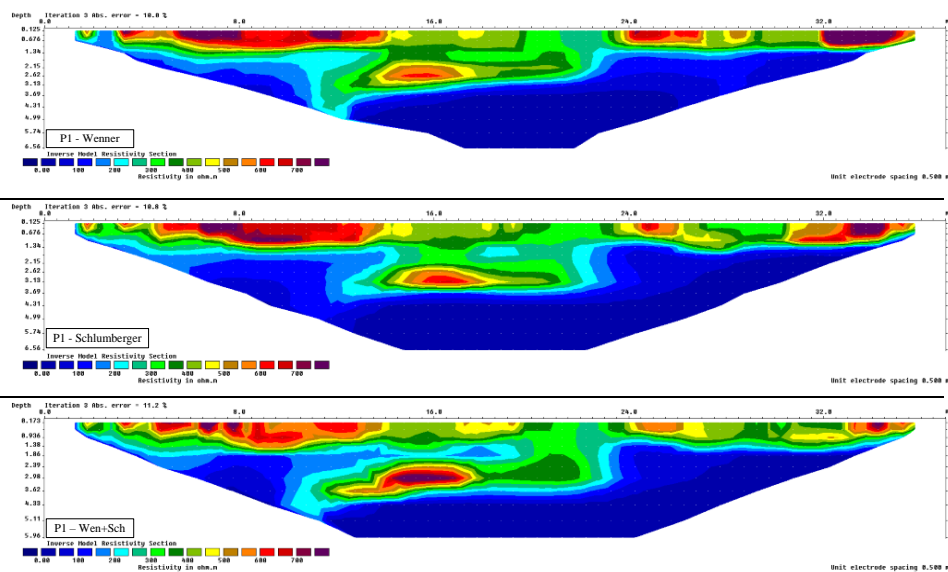
Suprafața terenului consta în principal din deșeuri de construcții provenite de la clădirile anterioare, astfel că electrozii au fost introduși în găuri perforate  $\text{Ø}6 \text{ mm} \times 20 \text{ cm}$ , iar contactul electric pământ-electrozi a fost îmbunătățit cu soluție salină. Efectul adăugării soluției saline a fost analizat în prima etapă de măsurări, prin compararea pe același profil a calității contactului electric înainte și după adăugarea apei cu sare. Fig. 5.3 prezintă rezistența contactelor între perechi de electrozi adiacenți în starea inițială, precum și după adăugarea soluției saline. Se poate observa că efectul sării este semnificativ, în special în cazul electrozilor ce fuseseră dispuși în zone foarte rezistive. În plus, informațiile din figură arată că stratul superficial este puternic eterogen, ca urmare a deșeurilor de construcții, ce pot afecta major variația rezistenței electrice în lungul profilului. Adăugarea soluției saline a ajutat nu doar la îmbunătățirea contactelor pământ-electrod, dar a redus dispersia rezistivității contactelor în lungul profilului, reducând astfel „zgomotul” de achiziție.



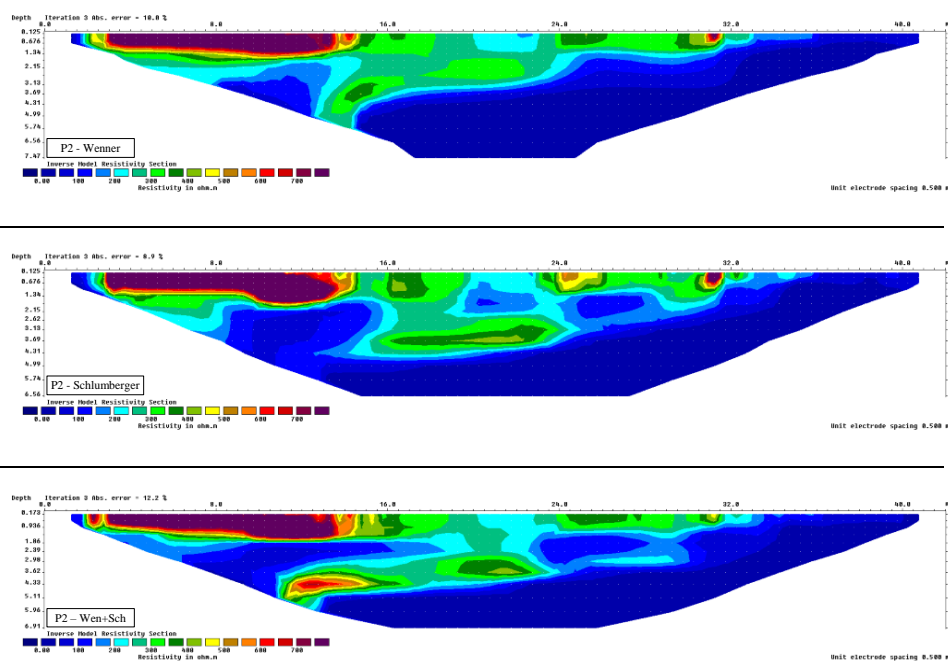


**Fig. 5.3: Histogramă aferentă efectului soluției saline asupra rezistivității contactelor**

Prima etapă de achiziție a fost efectuată folosind dispozitivele Wenner și Schlumberger, ca urmare a eterogeneității stratului superficial. Pazdîrek și Bláha au arătat că aceste metode oferă rezoluții bune la măsurarea rezistivității aparente, atât pe verticală cât și pe orizontală, având în același timp un semnal puternic. Fig. 5.4 și Fig. 5.5 prezintă rezultatele obținute pentru primele două profiluri, indicând probabila prezență a unor cavități, dar caracterizarea exactă în ceea ce privește dimensiunile și poziția cavității a fost dificil de realizat, după cum rezultă din corelarea slabă a rezultatelor în profilul 2 (Fig. 5.5). În plus, se poate observa că stratul superficial prezintă variații mari ale rezistivității orizontale în ambele profiluri, acest lucru putând fi cauza corelației slabe între înregistrările de pe profilul 2 (folosind dispozitive diferite).

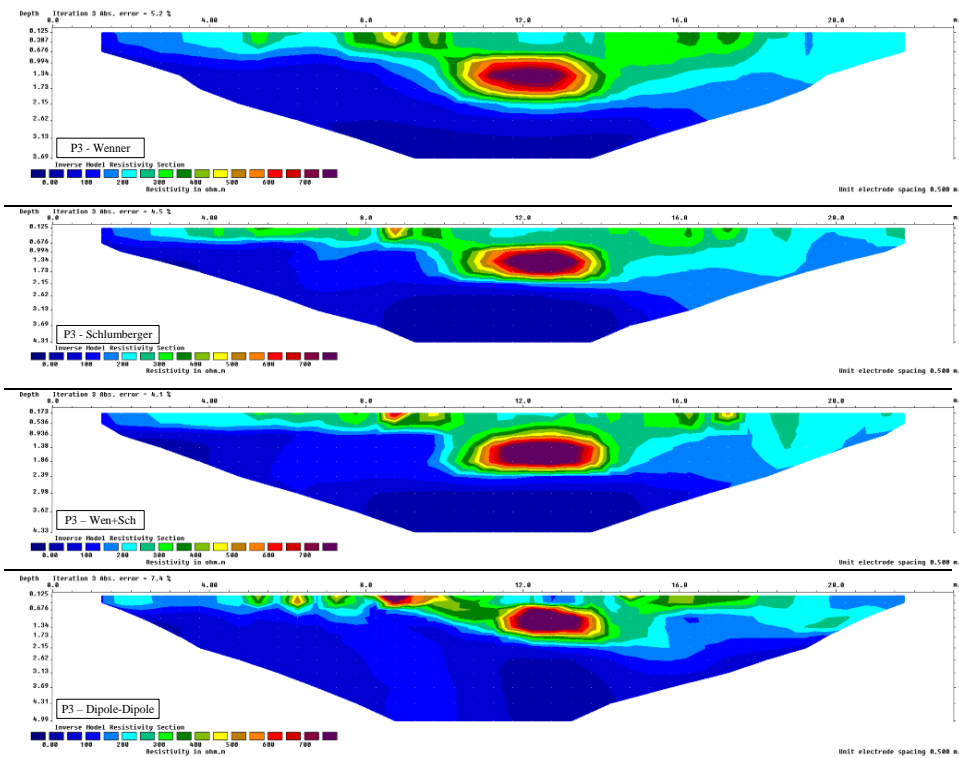


**Fig. 5.4:** Secțiuni de rezistivitate obținută pentru profilul 1 (se observă o bună corelație între cele 3 secțiuni de rezistivitate, dimensiunea și poziția anomaliilor de maxim fiind foarte apropiate)

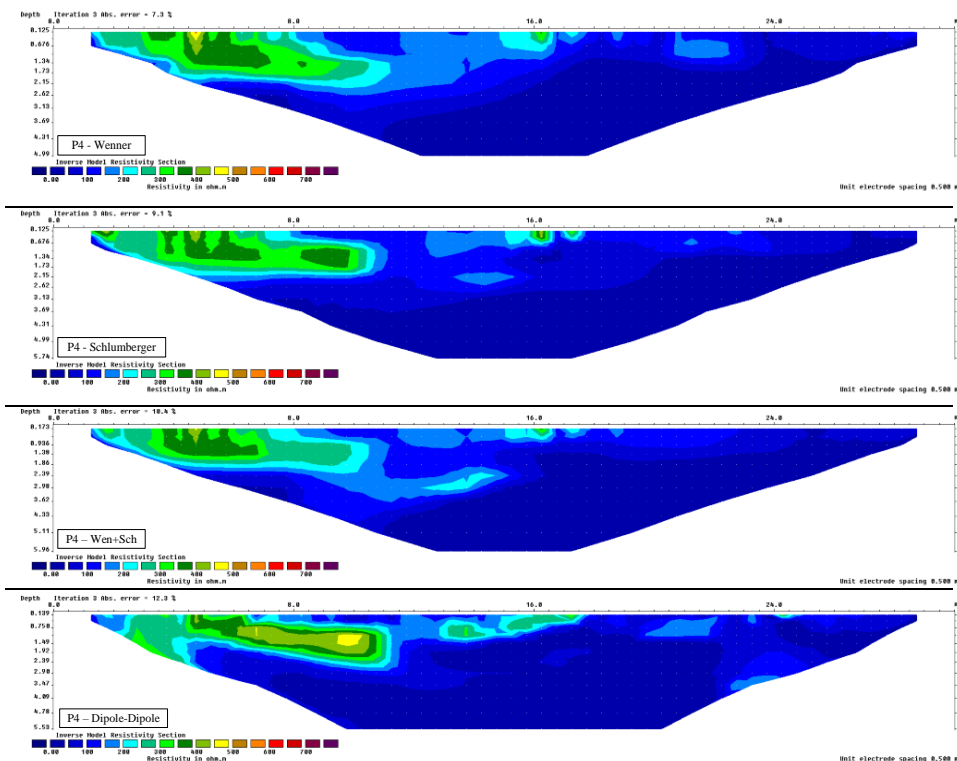


**Fig. 5.5:** Secțiuni de rezistivitate obținută pentru profilul 2 (se observă o slabă corelație între cele 3 profiluri, poziția și dimensiunea anomaliilor fiind foarte incerte)

Ca urmare a rezultatelor obținute din interpretarea datelor din prima etapă de achiziție, o nouă etapă (Fig. 5.2.b) a fost realizată la interval de două săptămâni față de prima, după creșterea umidității stratului superficial cauzată de topirea zăpezii. Pentru estimarea calității comparative a achiziției din cele două etape, profilul 3 a fost realizat pe același aliniament ca și profilul 2 din prima etapă. În etapa a doua, metoda Dipole-Dipole a fost utilizată în plus față de metodele folosite în primele etape, pentru îmbunătățirea rezoluției orizontale a profilurilor de rezistivitate. Fig. 5.6 și Fig. 5.7 prezintă o corelare foarte bună a anomaliilor de rezistivitate mare între toate secțiunile obținute prin diferite metode de achiziție. În același timp, se poate observa o scădere a valorilor rezistivității și variației laterale, ca urmare a creșterii umidității. Îmbunătățirea corelației din etapa a doua de măsurări față de prima etapă arată că schimbările apărute în condițiile de mediu pot avea un efect important asupra rezultatelor obținute, ceea ce indică eterogenitatea și rezistivitatea mare a stratului superficial ca fiind cauza zgomotului inițial de achiziție.



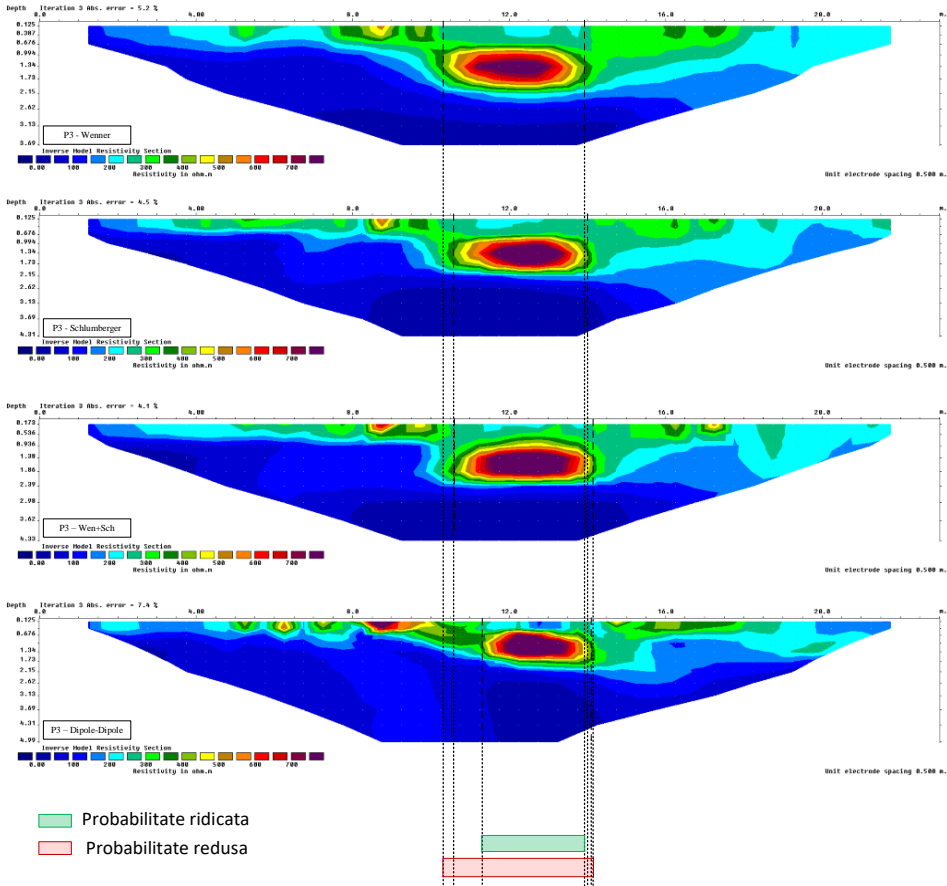
**Fig. 5.6:** Secțiune de rezistivitate obținută pentru profilul 3 (se observă o bună corelație între cele 4 secțiuni de rezistivitate, dimensiunea și poziția anomaliilor de maxim fiind foarte apropiate)



**Fig. 5.7:** Secțiune de rezistivitate obținută pentru profilul 4 (se observă o bună corelație între cele 4 secțiuni de rezistivitate, dimensiunea și poziția anomaliei de maxim fiind foarte apropiate)

## 1. Procesarea datelor și interpretarea rezultatelor

Inversia (modelarea morfologiei subteranului) a fost realizată cu programul RES2DINV utilizând opțiunile „use model refinement” și „robust inversion” asupra datelor filtrate automat cu programul PROSYS II, iar rezultatul inversat s-a bazat pe optimizare neliniară prin metoda celor mai mici pătrate. Făcând abstracție de profilul 2, care prezintă un nivel ridicat de zgomot, și utilizând rezultatele obținute din profilurile 1, 3 și 4, au fost create două suprafețe care estimează distribuția în plan a cavității, cu niveluri de încredere diferite. Pentru fiecare profil, a fost estimată poziția cavității pe baza distribuției rezistivității în lungul secțiunilor. Rezultatele metodei utilizată sunt prezentate în Fig. 5.8, în care sunt indicate zonele de probabilitate minimă, respectiv maximă, determinate pe baza profilului 3. Aceeași procedură a fost repetată pentru profilurile 1 și 4, rezultând o estimare a poziției în plan a cavității, descrisă în Fig. 5.9.



**Fig. 5.8:** Estimarea poziției cavității pe baza rezultatelor obținute pentru profilul 3

Distribuțiile în plan astfel obținute sunt descrise comparativ în Fig. 5.9, alături de distribuția reală a cavității, rezultatele măsurărilor și interpretării fiind în bună concordanță cu cavitatea reală. Aria estimată a golului este cu aproximativ 20% mai mică în cazul distribuției cu probabilitate mare, respectiv cu 30% mai mare pentru cea cu probabilitate redusă. Media dintre acestea se află la aproximativ 5% față de dimensiunile reale, observându-se astfel că o estimare medie a dimensiunilor cavității se poate realiza cu un grad înalt de acuratețe. Estimarea exactă a poziției nu se poate face cu aceeași ușurință, ca urmare a incertitudinilor care pot fi datorate atât de procesarea datelor, dar mai ales de măsurările inexacte cu privire la pozițiile electrozilor în timpul achiziției. Poziția cavității reale a fost determinată cu exactitate topografică, în timp ce dispunerea electrozilor instalați in-situ a fost stabilită prin metode mai puțin exacte.

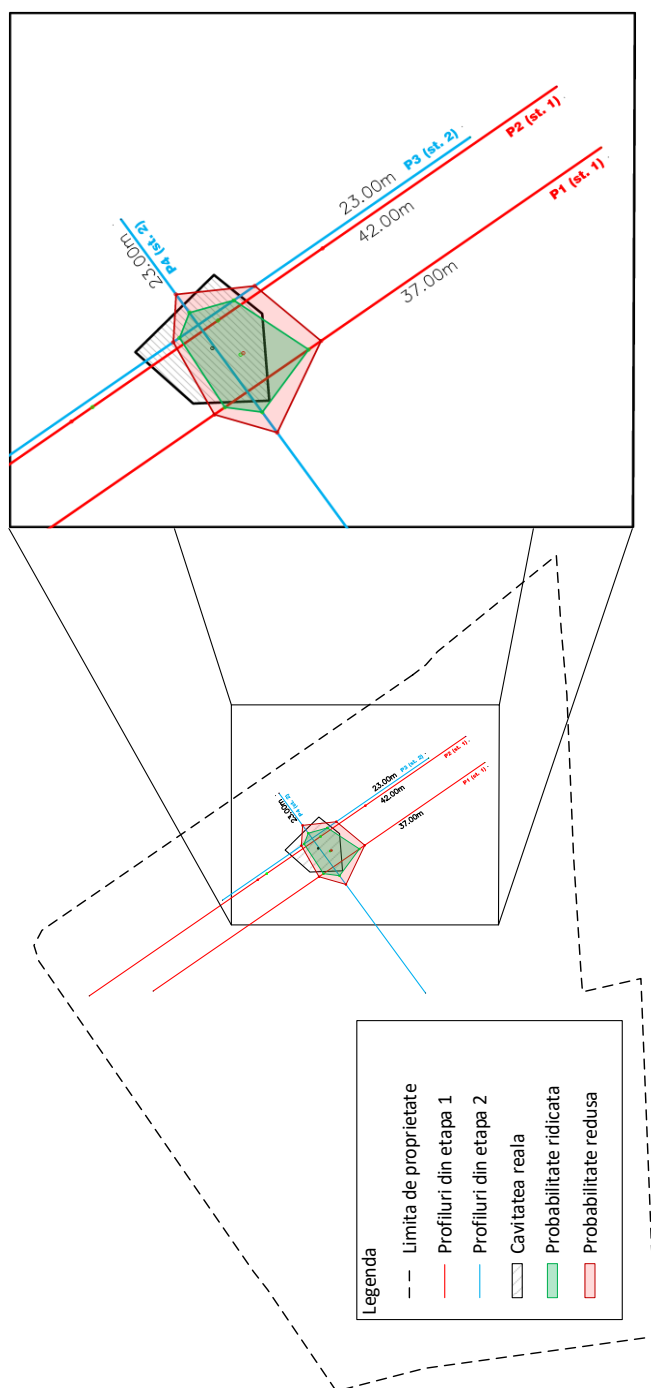
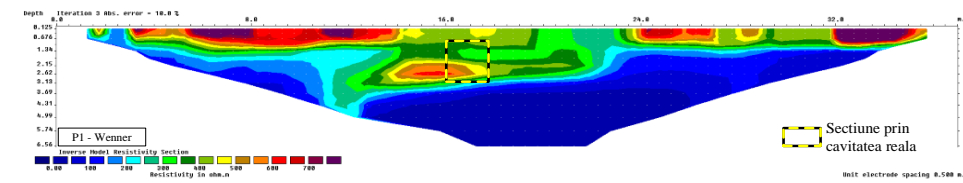


Fig. 5.9: Comparație între distribuția orizontală estimată a cavității și dimensiunile reale

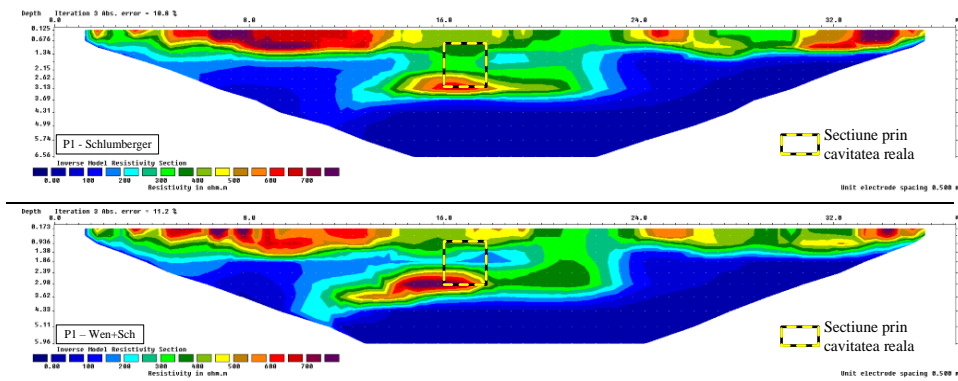


**Fig. 5.10: Imagine a cavității reale, dezvelită în amplasament în urma identificării acesteia cu tehnica ERT**

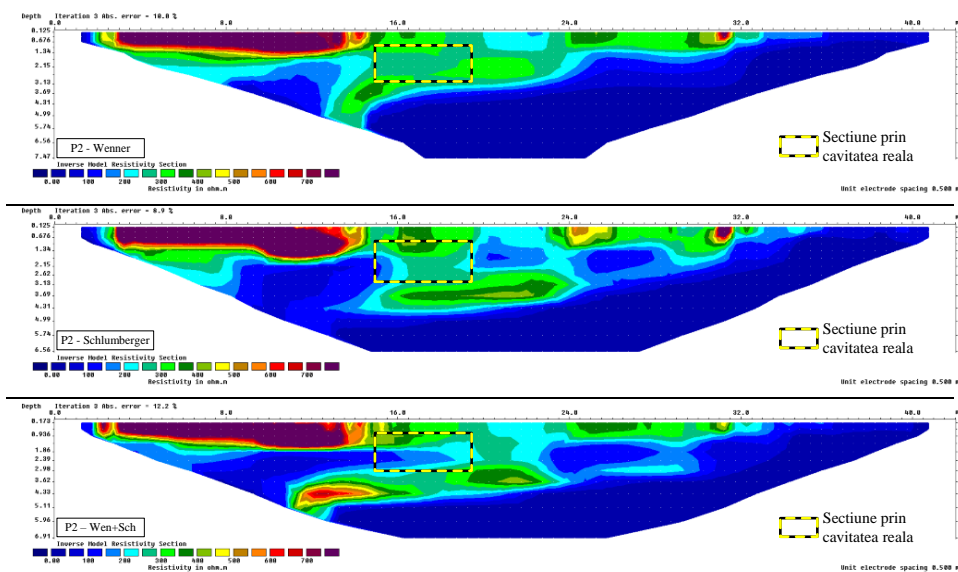
Pentru a caracteriza în plus acuratețea profilurilor electrice, dimensiunea cavității reale a fost suprapusă peste fiecare din profilurile obținute (Fig. 5.11 ÷ Fig. 5.14). În prima etapă de măsurări nu s-au obținut estimări foarte exacte ale poziției cavității, dar s-au obținut totuși indicii cu privire la existența acesteia. În a doua etapă însă au fost obținute rezultate concordante cu prezența și poziția golului.



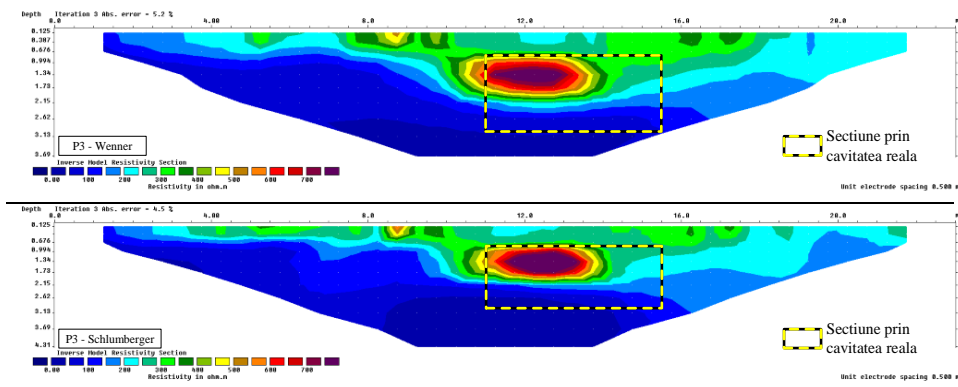




**Fig. 5.11: Distribuția cavității reale suprapusă peste profilul 1**



**Fig. 5.12: Distribuția cavității reale suprapusă peste profilul 2**





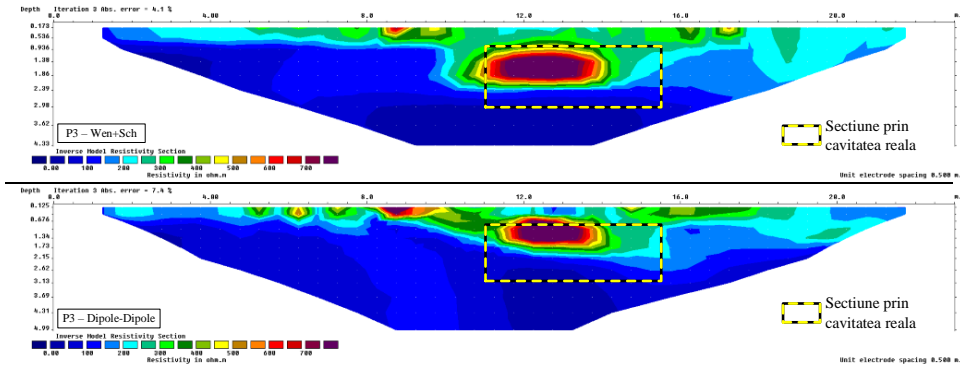


Fig. 5.13: Distribuția cavității reale suprapusă peste profilul 3

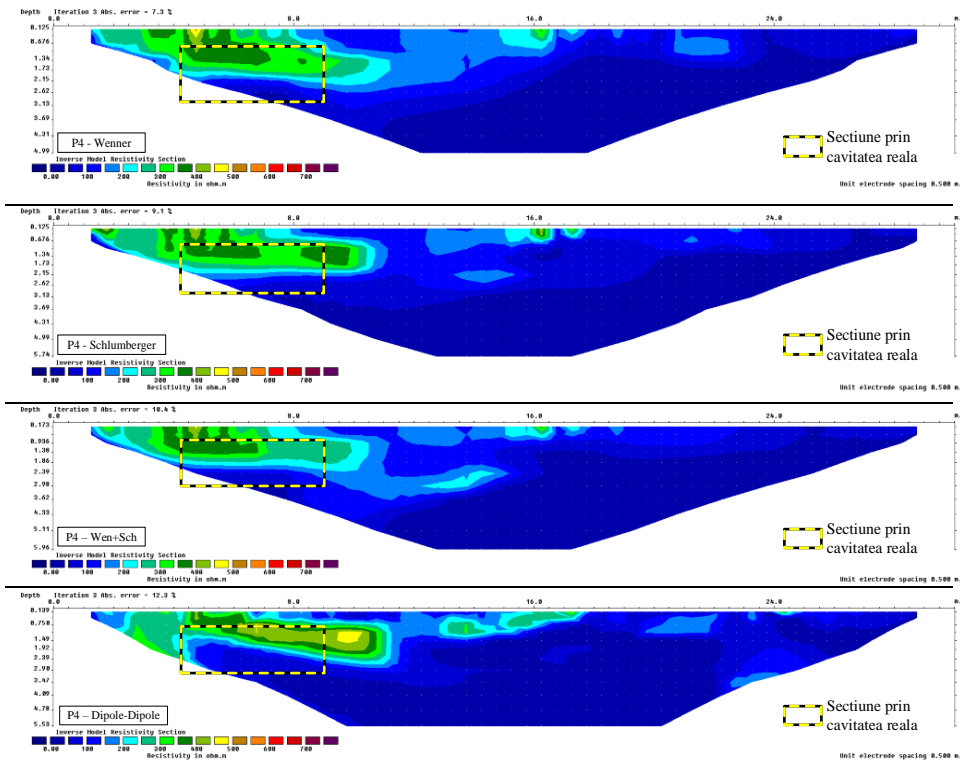


Fig. 5.14: Distribuția cavității reale suprapusă peste profilul 4

### 5.3 Discuții și concluzii

Investigațiile geofizice ERT sunt considerate în comunitatea de specialitate ca fiind metode eficiente pentru identificarea cavităților subterane. Acest studiu de caz arată că rezultate cu acuratețe ridicată pot

fi obținute doar în condiții de teren favorabile. Aplicarea metodei în zone puternic antropizate este afectată de factori de incertitudine antropici mai ales în ceea ce privește achiziția datelor, dar utilizarea diverselor tehnici de achiziție crește probabilitatea de a obține rezultate semnificative, după cum a fost prezentat în cadrul acestui studiu. Măsurările efectuate au fost suficiente nu doar pentru a indica poziția cavității, ci și pentru a estima dimensiunea acesteia.

Utilizarea programelor de inversie 2D pentru cartarea corpurilor tridimensionale atrage după sine în mod inevitabil o serie de inconveniențe, în special pentru adâncimi de investigare mari. Se constată că se obțin rezultate cu acuratețe mai scăzută pentru partea inferioară a țintei, dar suficient de bune în ceea ce privește limitele orizontale. Din acest motiv, adâncimea țintei este mult mai dificil de estimat.

Deși condițiile de măsurare din prima etapă nu au fost optime, rezultatele au indicat în mod evident prezența unei anomalii care poate reprezenta un gol îngropat, însă este dificil de estimat forma sau volumul acestuia, datorită zgomotului prezent în secțiunile obținute. Măsurările din a doua etapă au oferit indicații mult mai exacte cu privire la dimensiunile cavității datorită creșterii generale a umidității pământului și implicit a conductivității electrice a acestuia. După cum s-a arătat în cazul profilului 3, s-au obținut secțiuni de rezistivitate similare prin metode de achiziție diferite pentru același profil. Acest fapt s-a datorat unui raport bun semnal-zgomot pentru măsurările efectuate și a condus la creșterea gradului de încredere în rezultatele obținute.



## Capitolul 6. Identificarea cavităților în medii carstice

### Studiu de caz privind Peștera Ponoarele

#### 6.1 Introducere

Peștera Ponoare este situată în comuna Ponoare, la 5 km de Baia de Aramă, județul Mehedinți și mai este cunoscută și sub numele de Peștera Podului datorită situării acesteia lângă Podul lui Dumnezeu sau Podul Natural.

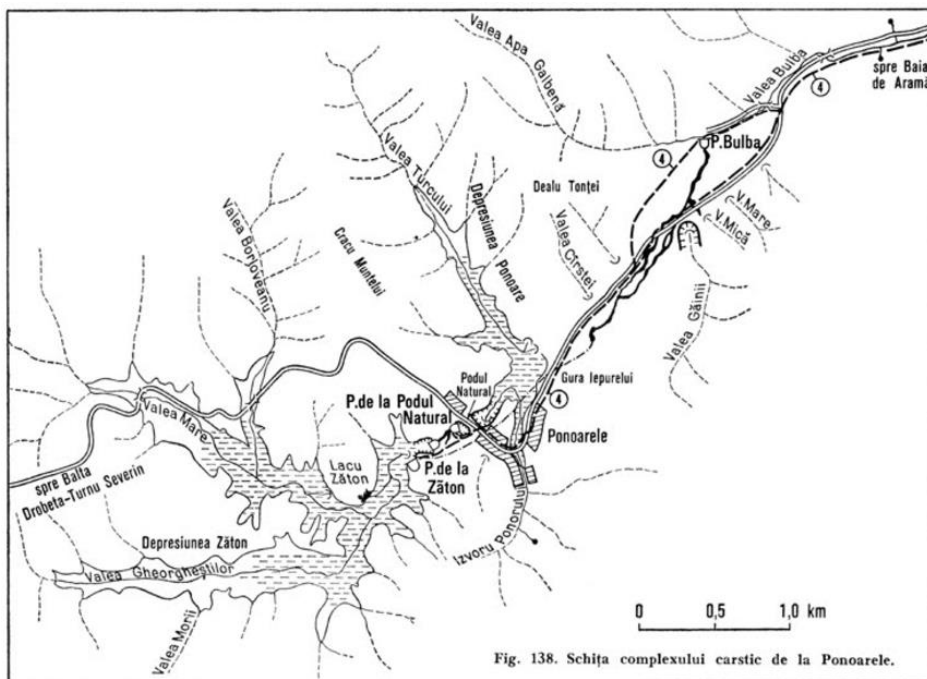


Fig. 138. Schița complexului carstic de la Ponoarele.

Fig. 6.1 Schița Complexului Carstic Ponoarele ([www.cetateabaniei.com](http://www.cetateabaniei.com))

Fiind inclusă în rezervația naturală „Complexul Carstic Ponoarele”, orice tehnică invazivă de studiere a acesteia este interzisă prin lege.



**Fig. 6.2** Intrarea în Peștera Zăton

Pentru cartarea peșterilor se folosesc tehnici topografice specifice, iar aplicarea acestora este de foarte multe ori limitată de îngustări (gâtuiuri) ale galeriilor, care duc la cartarea parțială a acestora.

## **6.2** Lucrări de investigare

În cadrul unui studiu hidrogeologic de investigare a sistemului carstic al peșterii Ponoarele, s-a încercat folosirea metodei ERT pentru evidențierea golurilor subterane. Au fost realizate 2 profiluri paralele având lungimea de 188 m respectiv (48 de electrozi, la distanță inter ax de 4.00 m), achiziția efectuându-se în sistemul Wenner (Fig. 6.3). Direcția profilurilor a fost aleasă astfel încât acestea să fie perpendiculare pe direcția deja cunoscută a galeriilor, măsurările efectuându-se într-o perioadă în care peștera nu era umplută cu apă. Acest aspect influențează posibilitatea identificării golurilor subterane, aerul prezentând un contrast mare de rezistivitate (rezistivitatea electrică a aerului fiind teoretic infinită) față de masivul din jurul acestuia, fapt care conduce la o probabilitate mai mare de a identifica ținta.



Fig. 6.3 Poziția profilurilor ERT

Secțiunile de rezistivitate obținute pentru cele două profiluri (Fig. 6.4, Fig. 6.5) evidențiază prezența a două anomalii de maxim cu rezistivități de ordinul zecilor de mii de  $\Omega \cdot m$  pe un fond geologic de aproximativ 5.000  $\Omega \cdot m$ , anomalii asociate cu existența unor goluri carstice.

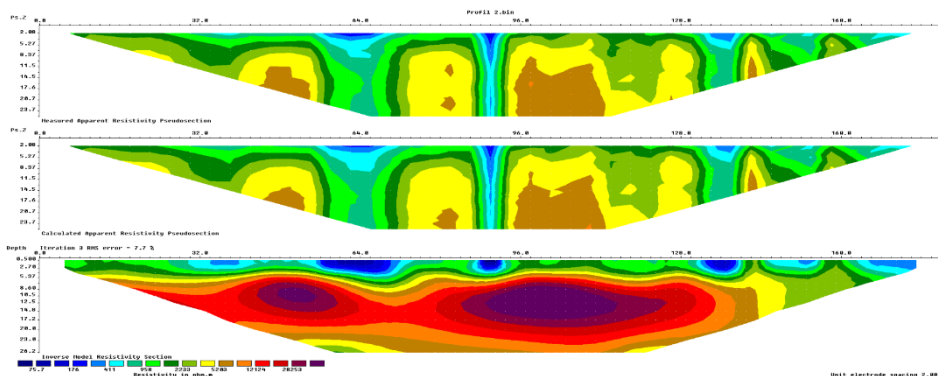


Fig. 6.4 Profil 1 – secțiune de rezistivitate electrică

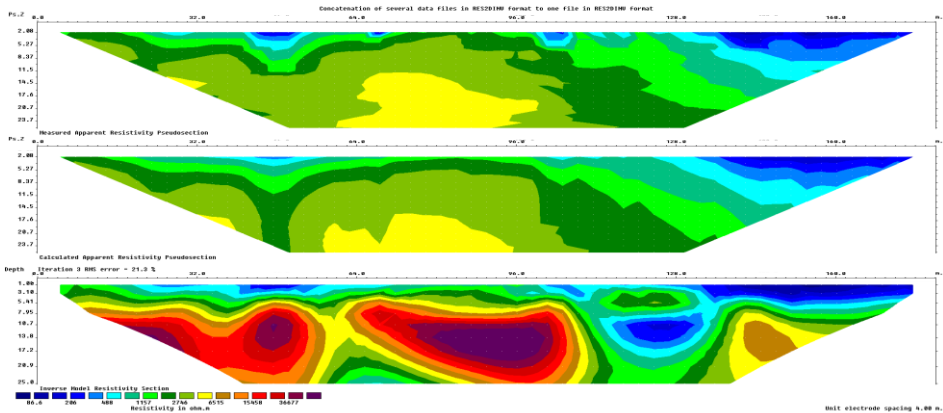
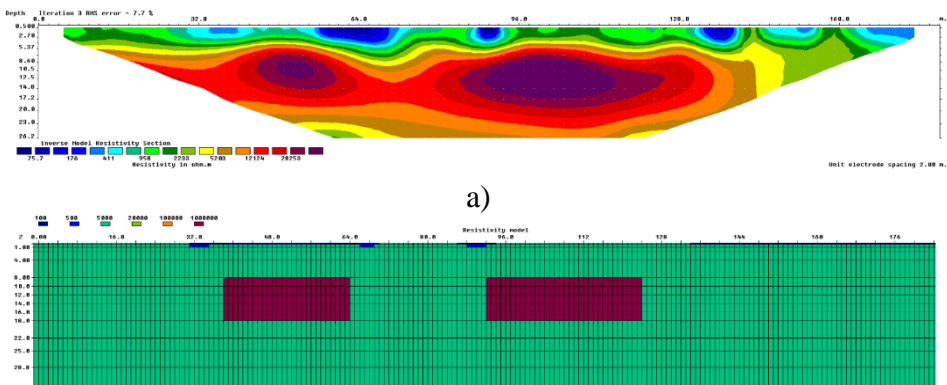


Fig. 6.5 Profil 2 – secțiune de rezistivitate electrică

### 6.3 Interpretare și discuții

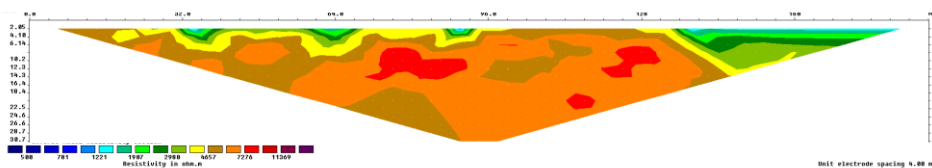
Pentru interpretarea cât mai adecvată a secțiunilor de rezistivitate în vederea estimării poziției și dimensiunii structurilor carstice a fost realizată o modelare directă pornind de la un model simplificat de rezistivitate apropiat de cel obținut în lungul profilului 1 (Fig. 6.6). Mediului geologic i s-a alocat o valoare a rezistivității electrice de  $5.000 \Omega \cdot m$ , iar golului subteran una de  $1.000.000 \Omega \cdot m$ , aceasta fiind valoare maximă care poate fi atribuită în programul de calcul.



b)

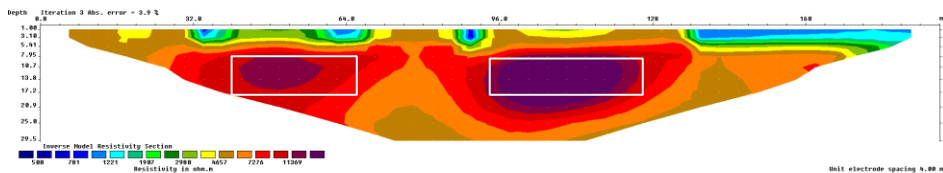
Fig. 6.6 (a) Model sintetic de rezistivitate care aproximează în mod grosier secțiunea de rezistivitate obținută în urma procesării înregistrărilor de pe profilul 1 (b)

Folosind programul RES2DMOD s-a obținut, prin modelare directă, secțiunea de rezistivitate aparentă a modelului din Fig. 6.6, în cazul realizării unui profil de tomografie electrică în sistemul Wenner cu 48 de electrozi, cu distanța dintre electrozi de 4 m (aceleași condiții de achiziție cu cele din profilurile 1 și 2).



**Fig. 6.7** Secțiunea de rezistivitate aparentă a modelului sintetic

Secțiunea sintetică de rezistivitate aparentă a fost supusă unui proces de inversie cu ajutorul programului RES2DINV, astfel obținându-se un model de rezistivitate electrică. Cum a fost arătat și în Capitolul 3, procesul de inversie nu admite soluție unică, acest lucru observându-se în diferența dintre modelul prezentat în Fig. 6.6 și secțiunea de rezistivitate prezentată în Fig. 6.8. Practic, modelul sintetic a fost supus unui proces de modelare directă și apoi unuia de modelare indirectă, modelul final prezentând unele diferențe față de modelul inițial.



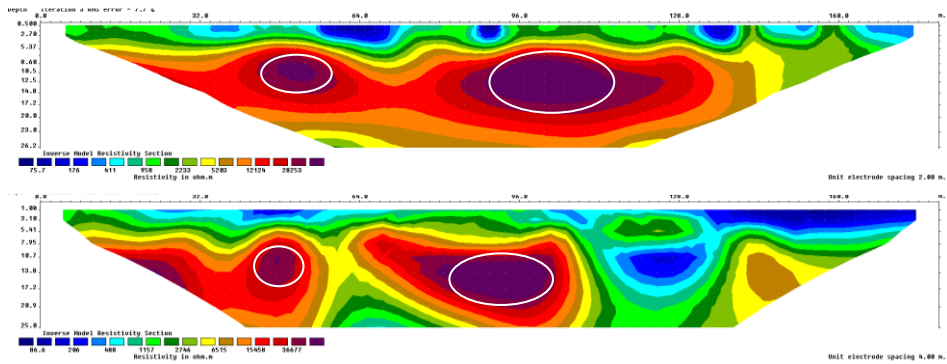
**Fig. 6.8** Secțiune de rezistivitate obținută în urma inversiei pseudo-secțiunii prezentate în Fig. 6.7, cu reprezentarea conturilor corpurilor rezistive din modelul inițial

Analizând Fig. 6.8 se poate observa că cea mai bună estimare a poziției și dimensiunii corpului rezistiv (reprezentat pe secțiune prin dreptunghiuri de culoare albă) este dată de o valoare a rezistivității de aproximativ 15.000  $\Omega$ -m, aceasta reprezentând o rezistivitate de 3 ori mai mare față de mediul geologic.

Având în vedere faptul că în programul de modelare directă a golului i s-a atribuit o valoare de 1.000.000  $\Omega$ -m, iar rezistența sa electrică este incomparabil mai mare (teoretic infinită), s-a considerat că poziția conturului golului subteran pe secțiune reală de rezistivitate se află în jurul

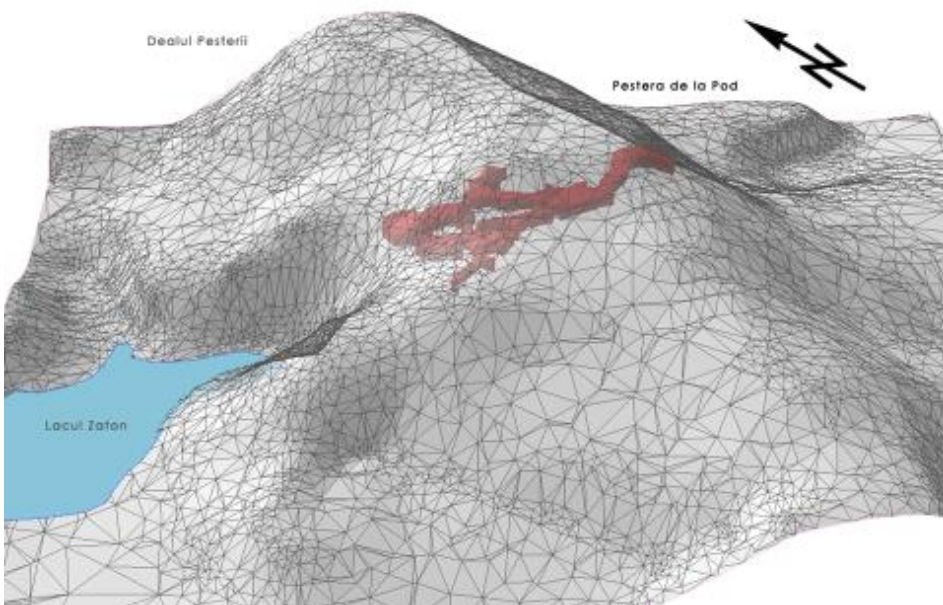


valori de  $30.000 \Omega \cdot m$  (o valoare de 6 ori mai mare față de mediul geologic) (Fig. 6.9).

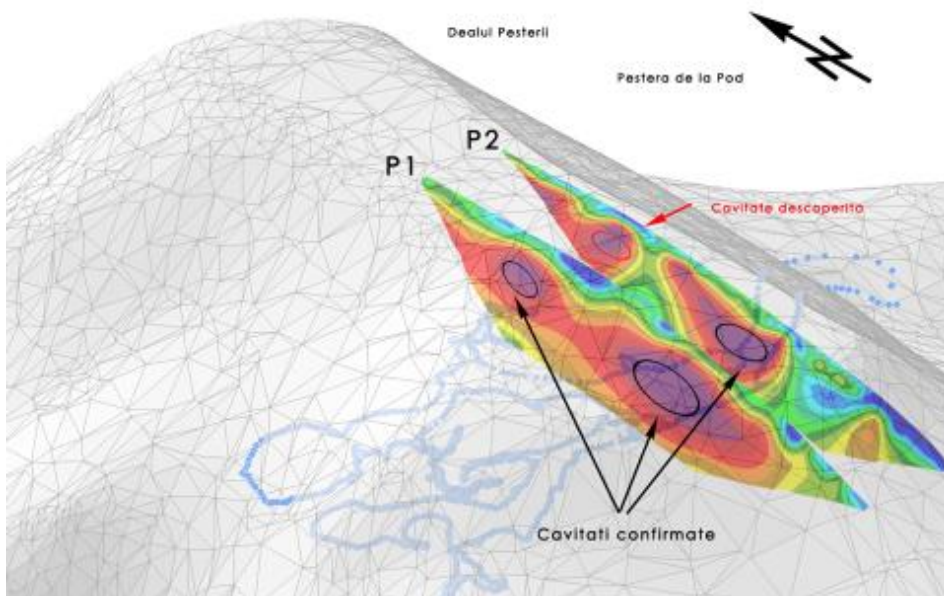


**Fig. 6.9** Poziții posibile ale gurilor carstice în cele două secțiuni de rezistivitate electrică măsurate

Poziția și geometria gurilor identificate au fost comparate cu galeriile (Fig. 6.10) cartate de speologi prin tehnici topografice specifice, trei dintre gurile evidențiate fiind în foarte bună corelație cu traseul galeriilor cunoscut anterior, iar una dintre ele indicând o galerie bănuită, dar necartată din cauza imposibilității pătrunderii pe aceasta (Fig. 6.11).



**Fig. 6.10** Model topografic 3D al Dealului Peșterii, cu indicarea (culoare roșie) a galeriilor de peșteră cartate prin tehnici speologice



**Fig. 6.11** Suprapunerea secțiunilor de rezistivitate peste poziția cunoscută a golurilor subterane



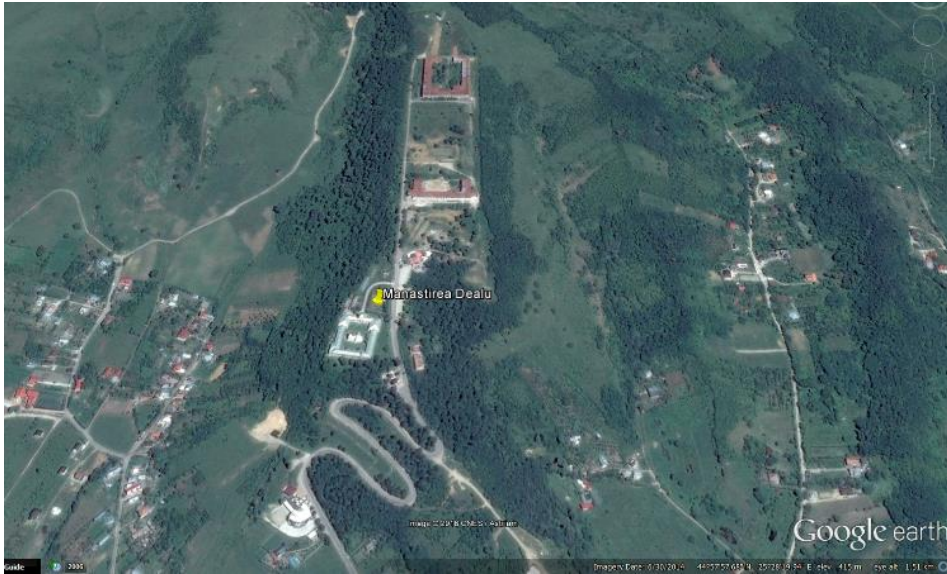
## **Capitolul 7. Investigarea zonelor afectate de fenomene de instabilitate**

Studiu de caz privind zona Mănăstirea Dealu, jud.  
Dâmbovița

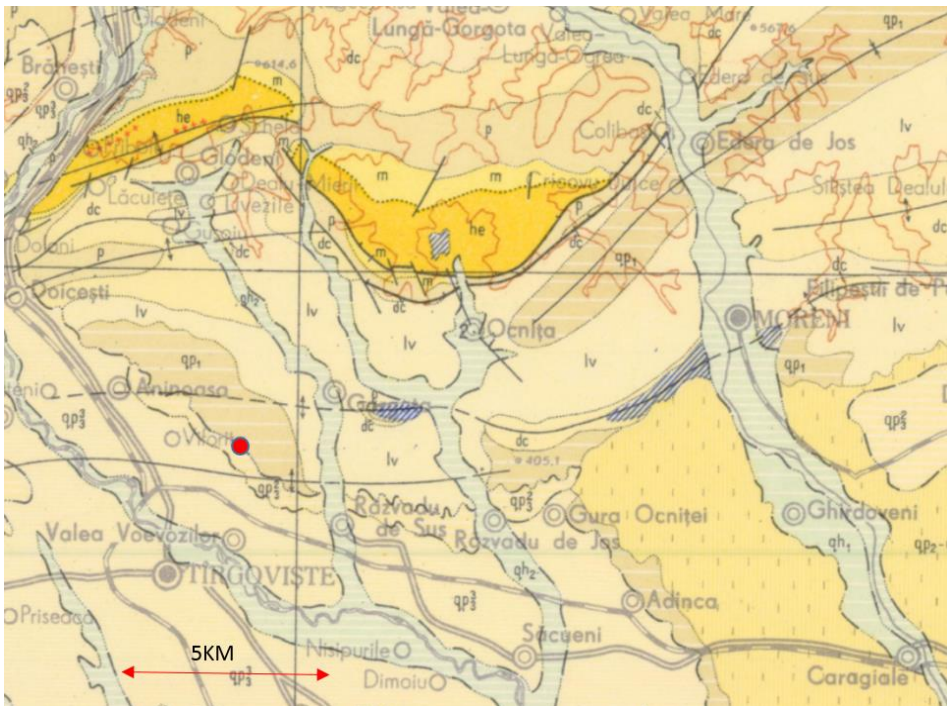
### **7.1 Introducere**

Prezentul studiu de caz are ca scop caracterizarea geologică și geotehnică a unui amplasament din zona Mănăstirii Dealu afectat de alunecări de teren. Cauzele fenomenelor de instabilitate au fost inițial stabilite printr-un studiu geotehnic ale cărui concluzii au indicat prezența unor falii de alunecare cu extinderi de până la 20 m adâncime. Investigațiile realizate pentru prezentul studiu de caz scot în evidență problemele specifice locale care nu au putut fi identificate în studiile realizate anterior, măsurările geofizice având un rol determinant în obținerea unui model geologic reprezentativ. Măsurările și interpretările au fost întocmite de autorul acestei lucrări, în scopuri de cercetare, fiind complet independente de orice autoritate externă.

Mănăstirea Dealu este una dintre marile și vechile mănăstiri din România. Aceasta se află în localitatea Viforâta, comuna Aninoasa, la șase kilometri nord-vest de Târgoviște, pe un deal din apropierea cursului Ialomiței. (Fig. 7.1). Prima biserică de pe acest loc datează de la sfârșitul secolului al XIV-lea sau începutul celui de al XV-lea, mănăstirea fiind cea mai mare necropolă domnească din țară.



**Fig. 7.1** Poziția zonei analizate (Google Earth)



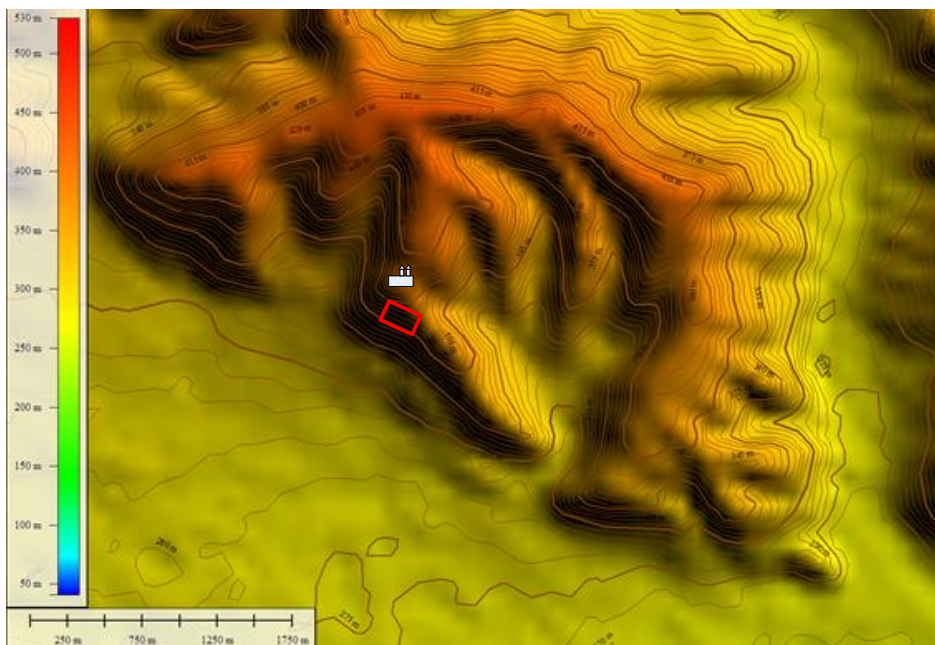
**Fig. 7.2** Cadrul geologic al zonei studiate (Harta geologică a României 1:200.000 foaia Târgoviște, Institutul Geologic Român)

Din punct de vedere geologic amplasamentul se află situat pe flancul unui anticlinal diapir care aflorează la Gorgota (3 km Nord-Est de amplasament) și la Moreni (10 km Est de amplasament). Analizând poziția amplasamentului în Fig. 7.2, acesta se află la contactul dintre formațiuni de vârstă Pleistocen Inferior ( $qp_1$ ) alcătuit din pietrișuri, nisipuri și argile (Fig. 7.3) și formațiuni de vârstă Pleistocen Superior ( $qp^2_3$ ) alcătuite din pietrișuri și nisipuri. Totuși, din cauza scării mici (1:200.000) la care este făcută harta și inexistența altor hărți geologice mai detaliate ale zonei, nu se poate spune cu exactitate care este vârsta formațiunilor acoperitoare din acest amplasament ( $qp_1$  sau  $qp^2_3$ ) și nici nu se pot remarca cute sau falii cu extindere spațială mică.

1	$qh_2$	4h-eh	Pietrișuri, nisipuri, argile nisipoase
2	$qh_1$		Pietrișuri, nisipuri, depozite loessoide
3	$qp^3_3$	δ	Pietrișuri, nisipuri, depozite loessoide
4	$qp^2_3$		Pietrișuri, nisipuri
5	$qp^1_3$		5 Pietrișuri, nisipuri 6 Pietrișuri, nisipuri, depozite loessoide
7	$qp_2-qp_3$		Depozite loessoide
8	$qp_1$		Pietrișuri, nisipuri, argile, (Strate de Cindești și Strate de Frățești)

**Fig. 7.3** Tipuri litologice asociate vârstelor geologice (Harta geologică a României 1:200.000 foaia Târgoviște, Institutul Geologic Român)





**Fig. 7.4** Harta topografică a zonei studiate

Drumul de acces spre Mănăstirea Dealu este construit pe o pantă generală de aproximativ 15% și este frecvent afectat de alunecări de teren acesta fiind supus aproape anual reparațiilor la partea carosabilă. În septembrie 2015 se puteau observa două zone extinse afectate de fenomene de instabilitate a maselor de pământ (Fig. 7.4).

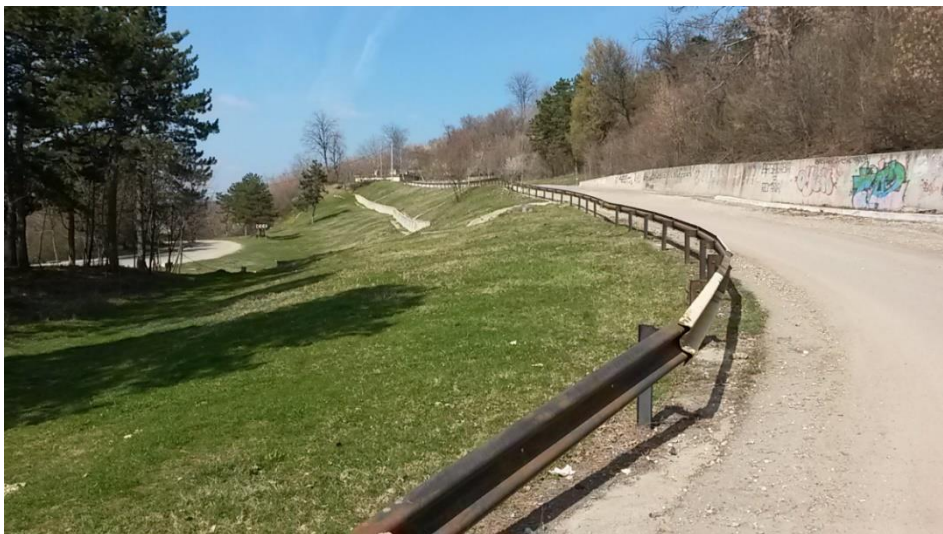


**Fig. 7.5** Porțiuni ale drumului afectate de alunecări de teren

Din punct de vedere morfologic, prima zonă este caracterizată spre sud-vest de un relief lin cu panta de sub  $5^\circ$ . În partea de nord-est (pe partea dreaptă a sensului de urcare), este amplasat un zid de sprijin de greutate (având lungimea de aproximativ 60 m), în spatele acestuia relieful fiind mai abrupt, având o pantă de aproximativ  $15^\circ$ . Zidul de sprijin nu prezintă semne de fisurare sau deformații excesive.

Suprafața de cedare din „Zona 1” se dezvoltă pe o lungimea de aproximativ 70% din lungimea zidului de sprijin, la baza acestuia.





**Fig. 7.6** Detaliu morfologic din „Zona 1”



**Fig. 7.7** Detaliu – Suprafața de cedare „Zona 1” (imaginea relevă sensul de coborâre)



**Fig. 7.8 Detaliu – Suprafața de cedare „Zona 1” (imaginea relevă sensul de urcare)**

Din punct de vedere morfologic, „Zona 2” prezintă o situație complet diferită față de „Zona 1”, fiind caracterizată de o pantă lină în partea de nord-est și o pantă foarte abruptă pe partea de sud-vest (Fig. 7.9).

De asemenea, în zona de sud-vest este amplasat un zid de sprijin cu înălțime variabilă (1.0-1.5m), panta terenului fiind de aproximativ  $30^\circ$  în spatele zidului și de aproximativ  $10^\circ$  în fața acestuia.



**Fig. 7.9 Detaliu morfologic din „Zona 2”**

În imaginea anterioară se mai pot observa copaci cu înclinări diferite față de verticală, care semnalează foste alunecări de teren. Din orientarea

copacilor din amplasament se pot distinge trei elemente care dau indicații cu privire la geometria masei alunecate:

- Copacul marcat cu litera A are vârful înclinat spre creasta alunecării sugerând amplasarea acestuia în masa alunecată;
- În piciorul alunecării se observă copacul marcat cu B, înclinat în sens opus față de A, situându-se într-o zonă de ebulment;
- Copacii marcați cu C confirmă stabilitatea zonei în care sunt amplasați, având trunchiurile verticale.

Indiciile bio-morfologice prezentate converg către stabilirea unui foste suprafețe de alunecare marcată schematic în Fig. 7.9.

Pe aproape toată lungimea zidului de sprijin se poate observa o deformare pe direcția sud-vest, manifestându-se prin rotirea zidului în plan transversal și apariția unor deschizături de 10-15 cm între spatele zidului și rigola colectoare (Fig. 7.10).



**Fig. 7.10** Detaliu asupra zidului de sprijin și rigola din spatele acestuia

În vecinătatea „zonei 2” se află o stație dezafectată de tratare a apelor menajere (Fig. 7.11). Bazinul colector neetanș (Fig. 7.12, Fig. 7.13) și rețeaua de transport fisurată creează o zonă de băltire a apelor de suprafață și o scurgere continuă pe versanți. Bazinul se află în spatele stației de tratare, lipit de aceasta, dar fiind în mare parte îngropat și acoperit de vegetație, nu este observabil în Fig. 7.14.





**Fig. 7.11** Poziția stației de tratare



**Fig. 7.12** Bazin de colectare al apelor uzate (volum aproximativ 300 m<sup>3</sup>)



**Fig. 7.13** Nivelul apei în bazinul colector

În ciuda faptului că aduce o încărcare verticală de aproximativ 3000 kN și că se află într-o zonă de băltire pe un versant pe care apa șiroiește în mod continuu (Fig. 7.15), stația de tratare nu prezintă nici o fisură structurală importantă (Fig. 7.14) și versantul nu prezintă indicii de instabilitate.



**Fig. 7.14** Stația de tratare





Fig. 7.15 Șiroi de apă care se scurge pe versant de la stația de tratare

## 7.2 Investigații realizate

Investigațiile pentru caracterizarea amplasamentului au debutat cu 2 foraje geotehnice (Fig. 7.16) amplasate de o parte și de alta (amonte și aval) a drumului afectat de fenomene de instabilitate. Forajele, cu diametru de 120 mm, au fost realizate manual (Fig. 7.17), din acestea prelevându-se probe tulburate la punga și probe netulburate (la fiecare 1,5m) cu ajutorul unei geale.

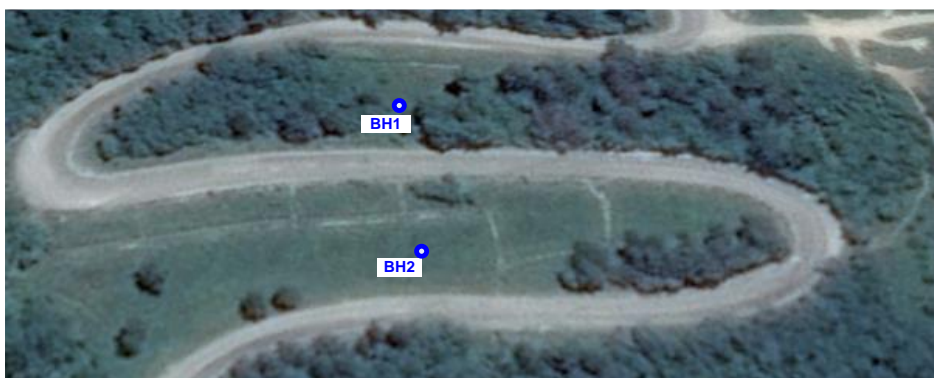


Fig. 7.16 Poziția forajelor geotehnice



**Fig. 7.17 Realizarea forajului BH1**

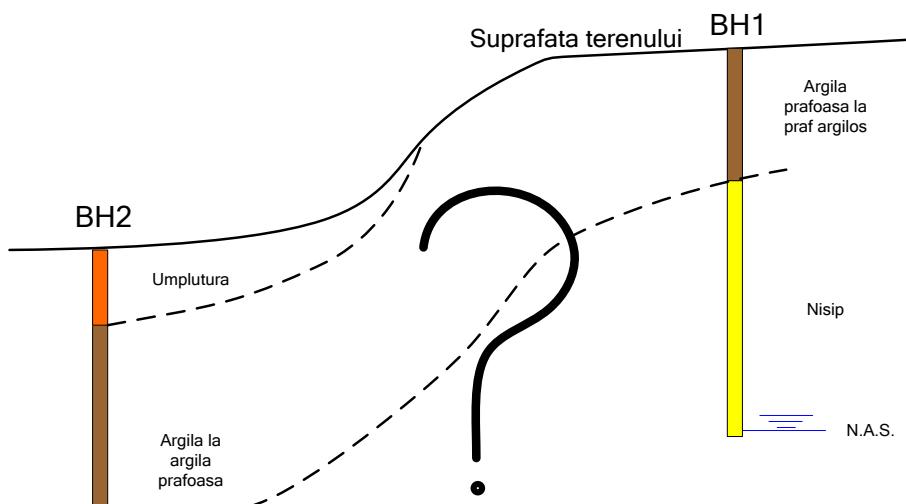
În forajul BH1 a fost evidențiată următoarea litologie:

- 0 m - 4,40 m - argila prăfoasă la praf argilos cafeniu, plastic vârtos la plastic consistent;
- 4,40 m - 12,5 - m nisip la nisip prăfos gălbui, slab cimentat;
- nivelul apei subterane a fost interceptat la 12,0 m.

În forajul BH2 au fost evidențiate următoarele:

- 0 m - 2,20 m - umplutură compusă din pământ vegetal, argilă și resturi de materiale de construcții;
- 2,20 m - 8,0 m - argilă la argila prăfoasă cafenie, plastic văroasă la plastic consistentă;
- nivelul apei subterane nu a putut fi estimat deoarece de la adâncimea de 2 m au apărut infiltrații care proveneau de la scurgerea pe versant a apei de la stația de tratare.

Ca urmare a lipsei de corelare a informațiilor rezultate din cele două foraje (Fig. 7.18) lucrările de investigare s-au suplimentat cu două profiluri de tomografie electrică. Drumul intens circulat și vegetația deasă au constrâns poziționarea acestor două profiluri în partea aval a drumului, în lungul acestuia (Fig. 7.19).



**Fig. 7.18 Litologia interceptată în cele două foraje suprapusă peste profilul topografic al terenului**

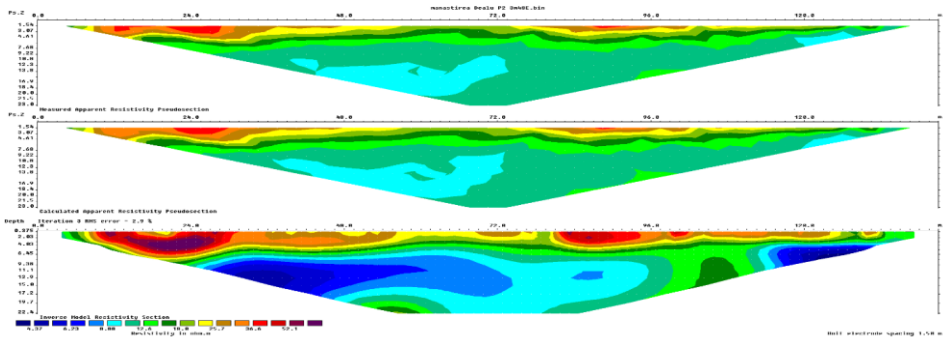


**Fig. 7.19 Poziția profilurilor realizate în zona afectată de fenomenele de instabilitate**

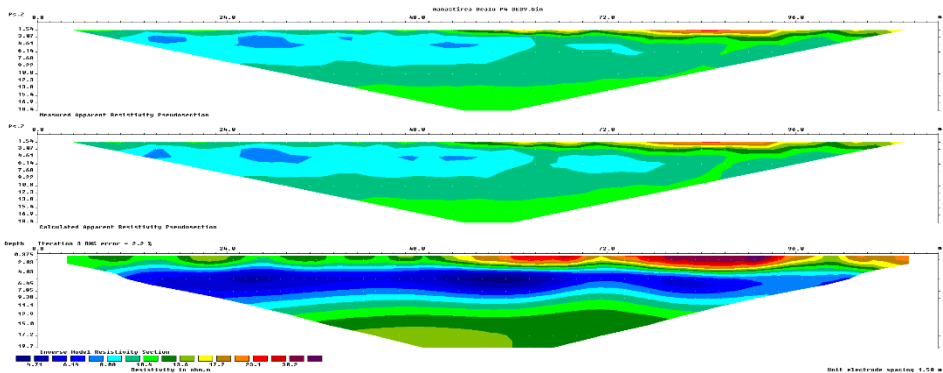
Profilurile de tomografie electrică au fost realizate folosind dispozitivul Wenner, cu distanța între electrozi de 3 m, pentru profilul 1 folosindu-se 48 de electrozi iar pentru profilul 2, 39 de electrozi. Măsurările de rezistivitate aparentă au fost efectuate cu un echipament IRIS Electric Pro, iar inversia pseudo-secțiunilor înregistrate (secțiuni de rezistivitate



aparentă) a fost realizată cu ajutorul programului RES2DINV. Secțiunile de rezistivitate obținute în urma modelării inverse a datelor, cât și pseudo-secțiunile măsurate și modelate sunt prezentate în Fig. 7.20 și Fig. 7.21, în care se observă o similitudine ridicată între valorile măsurate și cele modelate numeric.

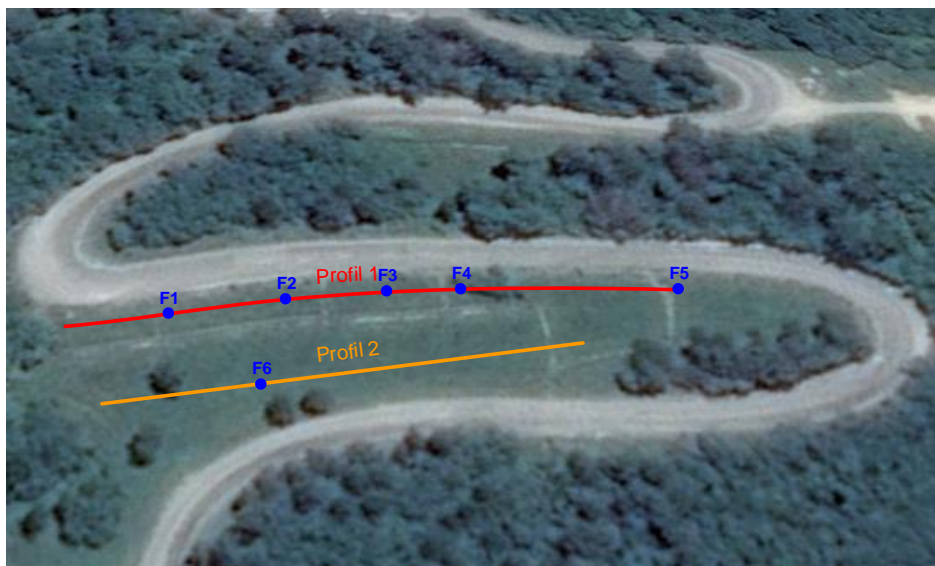


**Fig. 7.20** Profilul 1 - secțiune de rezistivitate aparentă măsurată (sus), secțiune de rezistivitate aparentă modelată (mijloc), secțiune de rezistivitate (jos)



**Fig. 7.21** Profilul 2 - secțiune de rezistivitate aparentă măsurată (sus), secțiune de rezistivitate aparentă modelată (mijloc), secțiune de rezistivitate (jos)

Pe ambele secțiuni de rezistivitate se observă anomalii de maxim de rezistivitate electrică la partea superioară și o variație laterală considerabilă pe primii metri (în special în cazul profilului 1). Pentru explicarea corectă a cauzelor care au dus la această variație au fost efectuate foraje scurte (Fig. 7.22) cu o foreză manuală (Fig. 7.23) de diametru mic (70 mm) cu ajutorul căreia s-au extras doar probe tulburate.



**Fig. 7.22** Poziționarea forajelor pentru interpretarea profilurilor de tomografie electrică



**Fig. 7.23** Foreză manuală 70 mm



**Fig. 7.24** Umplură eterogenă

În aceste foraje suplimentare au fost identificate următoarele litologii:

a) F1

0.00 – 1.80 m: umplură din material argilos amestecat cu sol și moloz de construcții (Fig. 7.24);

1.80m – 2.00m: pietriș mediu (dren al zidului de sprijin).

## b) F2

0.00 – 1.80 m: umplură din material argilos amestecat cu sol și moloz de construcții (Fig. 7.24);

1.80 – 2.00 m: pietriș mediu (dren al zidului de sprijin).

## c) F3

0.00 – 1.80 m: umplură din material argilos de consistență scăzută amestecat cu pământ vegetal;

1.80 – 2.20 m: pietriș mediu (dren al zidului de sprijin).

## d) F4

0.00 – 2.00 m: argilă cafenie plastic vârtoasă;

0.0 – 3.00 m: nisip mediu uscat.

## e) F5

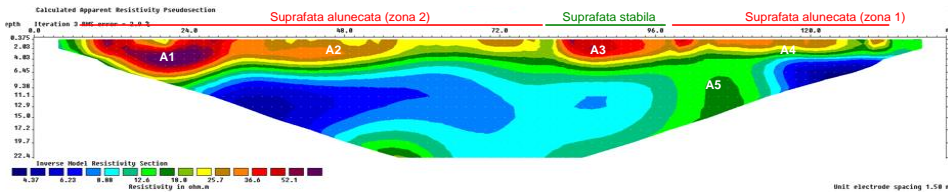
0.00 – 3.5 0m: umplură din argilă de consistență scăzută și pământ vegetal.

## f) F6

0.00 – 4.00 m: argilă cafenie plastic vârtoasă.

În urma comparației cu forajele realizate în lungul profilului 1, anomaliile de rezistivitate (A1-A5) au fost interpretate după cum urmează (Fig. 7.25):

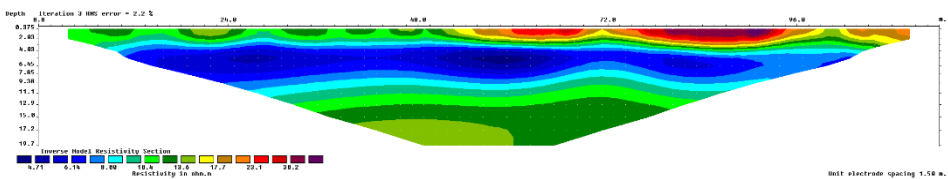
- A1 este generată de un material de umplură care conține cantități semnificative de materie organică și de moloz de construcții;
- A2 și A4 sunt generate de un material de umplură argilos, de consistență redusă;
- A3 este generată de prezența unui material nisipos uscat, la suprafață. În această zonă nu au fost executate lucrări de umplură;
- A5 poate fi un artefact generat de prezența la suprafața a unei rigole colectare de mari dimensiuni.
- Materialul de sub adâncimea de aproximativ 4 metri, având rezistivitatea cuprinsă în intervalul 5-10 $\Omega$ ·m este cel mai probabil constituit din argilă.



**Fig. 7.25** Secțiunea de rezistivitate a profilului 1, cu indicarea anomaliilor de maxim

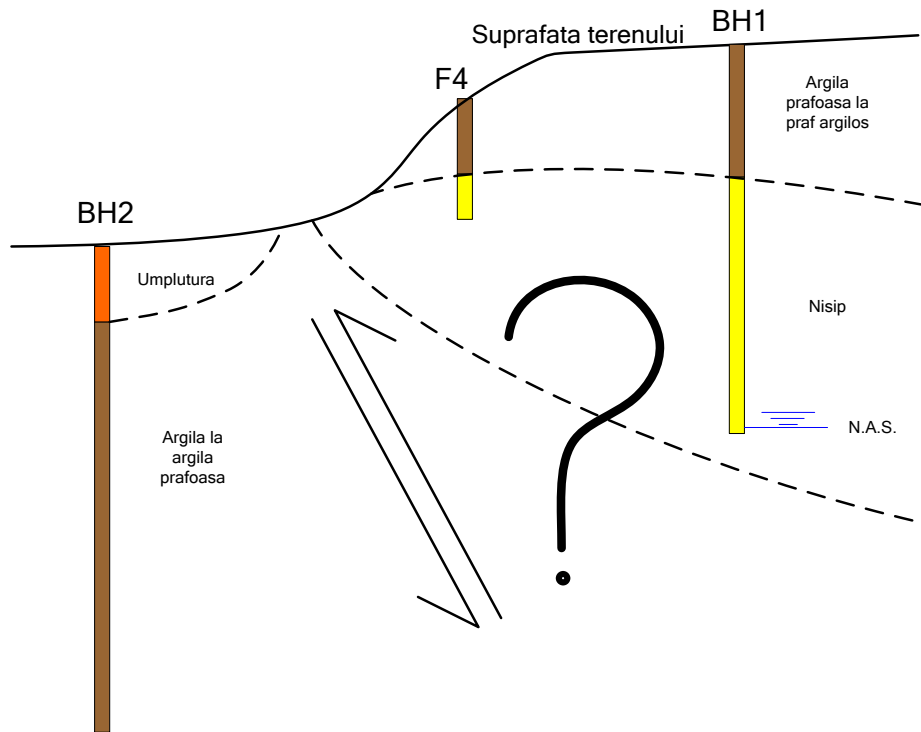
În cazul secțiunii electrice caracteristice profilului 2 (Fig. 7.26) se observă prezența unui pachet argilos continuu (evidențiat în foraj BH2 după adâncimea de 3m și în forajul F6) sub acesta găsim probabil un strat de argilă prăfoasă având rezistivitatea cuprinsă între 10-15  $\Omega \cdot m$ . Acest lucru a permis interpretarea stratului coeziv din baza forajului BH2 ca fiind extins până la adâncimea profilului electric, cel puțin 15 m.

Umpluturile antropice (interceptate în forajul BH2) se disting prin valori mai ridicate de rezistivitate de peste 25  $\Omega \cdot m$ .



**Fig. 7.26** Secțiunea de rezistivitate a profilului 2

Chiar și în urma integrării informațiilor rezultate din cele două profiluri electrice și 6 foraje de suprafață în secțiunea transversală compusă din cele două foraje geotehnice (BH1, BH2) tot nu s-a ajuns la posibilitatea realizării unei secțiuni transversale cu un grad ridicat de încredere.



**Fig. 7.27 Litologia interceptată în forajele BH1, F4 și BH2 (prelungită cu informația din profilul electric 2) suprapusă peste profilul topografic al terenului**

Astfel, din cauza imposibilității obținerii unui profil litologic de încredere pe linia de cea mai mare pantă a amplasamentului (critic în orice analiză de stabilitate) s-a optat pentru realizarea unor profile electrice paralele cu acesta, în locurile în care condițiile de amplasament au permis întinderea unei linii de măsură suficient de mari (Fig. 7.28).



Fig. 7.28 Pozițiile profilurilor 3 și 4

Profilurile 3 și 4 au fost realizate folosindu-se 46 de electrozi amplasați la distanța de 3 m achiziția datelor efectuându-se în sistemul Wenner, rezultatele obținute fiind prezentate în continuare.

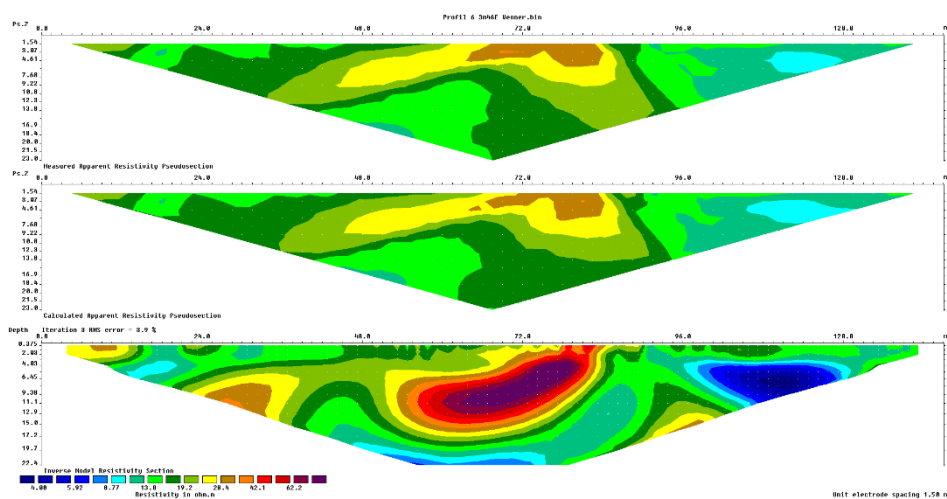
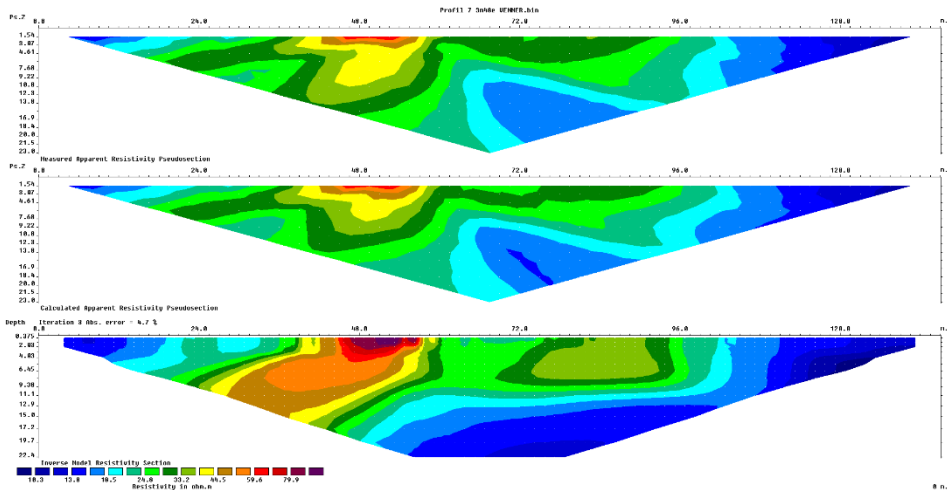


Fig. 7.29 Profilul 3 - secțiune de rezistivitate aparentă măsurată (sus), secțiune de rezistivitate aparentă modelată (mijloc), secțiune de rezistivitate (jos)



**Fig. 7.30** Profilul 4 - secțiune de rezistivitate aparentă măsurată (sus), secțiune de rezistivitate aparentă modelată (mijloc), secțiune de rezistivitate (jos)

Pe ambele secțiuni de rezistivitate (Fig. 7.29, Fig. 7.30) se observă prezența unei anomalii de maxim de peste  $60 \Omega\text{m}$  pe un fond geologic de aproximativ  $10\text{-}15 \Omega\text{m}$ , valoarea fondului geologic fiind similară cu cea din profilul 2.

Pentru identificarea sursei anomaliilor s-au realizat câte două foraje de 3 m pe fiecare profil, unul în zona anomaliilor și celălalt în exteriorul acesteia. În forajele amplasate în dreptul anomaliilor a fost evidențiat un nisip mediu gălbui (Fig. 7.31), similar ca granulozitate, culoare și textură cu cel interceptat în forajul BH1. În zonele caracterizate de rezistivități mici au fost evidențiate argile (Fig. 7.32) și argile prăfoase, cafenii la gălbui, similare cu cele interceptate în BH1 și BH2.





**Fig. 7.31 Nisip mediu gălbui evidențiat în zona anomaliilor de maxim**



**Fig. 7.32 Argilă cafenie interceptată în zonele din exteriorul anomaliei**

În urma investigațiilor realizate și a observațiilor aflorimentelor din amplasament se poate concluziona că din punct de vedere litologic zona este alcătuită la parte superioară preponderent din argile și argile prăfoase, nisipul mediu regăsindu-se doar în zone restrânse. Analizând poziția zonelor în care a fost interceptat materialul necoeziv și forma anomaliei din profilul 3 (în profilul 4 anomalia a fost interceptată la capătul profilului, forma acesteia fiind deformată în urma procesului de inversie) se poate afirma că cea mai probabilă interpretare a originii acestuia este că nisipul constituie o formațiune depozitată într-un canal fluvial (channel-fill).



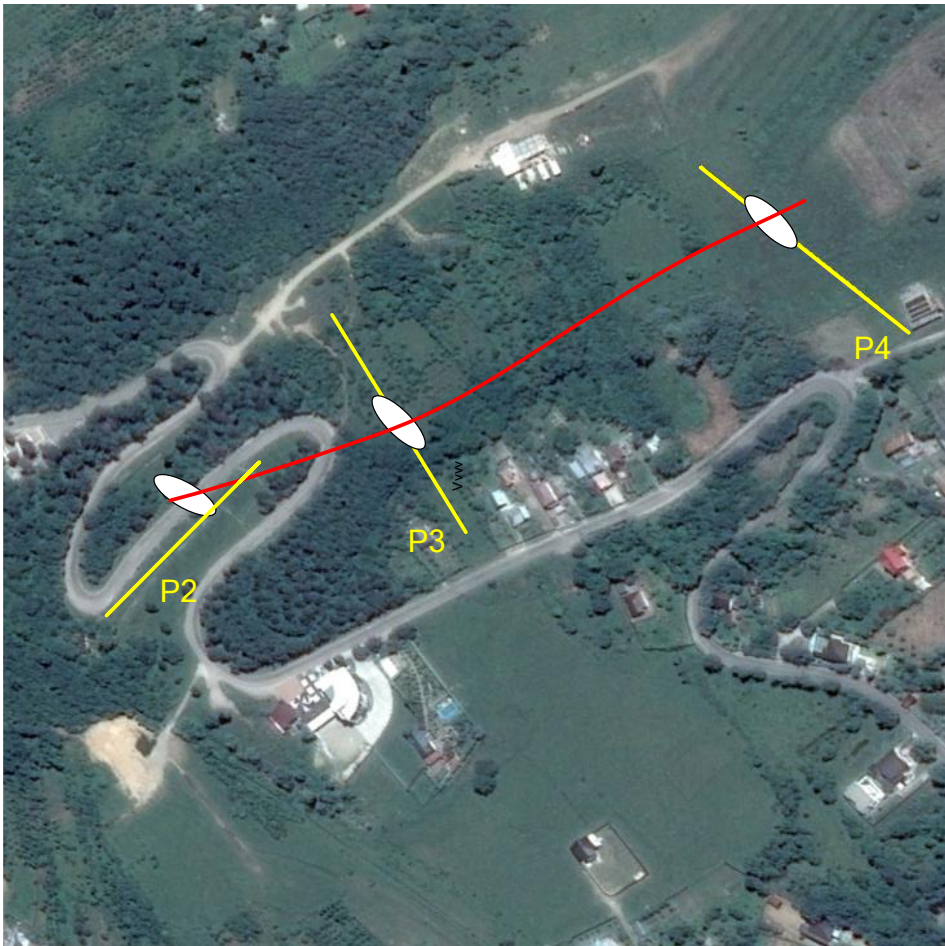


Fig. 7.33 Dispunerea zonelor în care au fost interceptate depozitele nisipoase

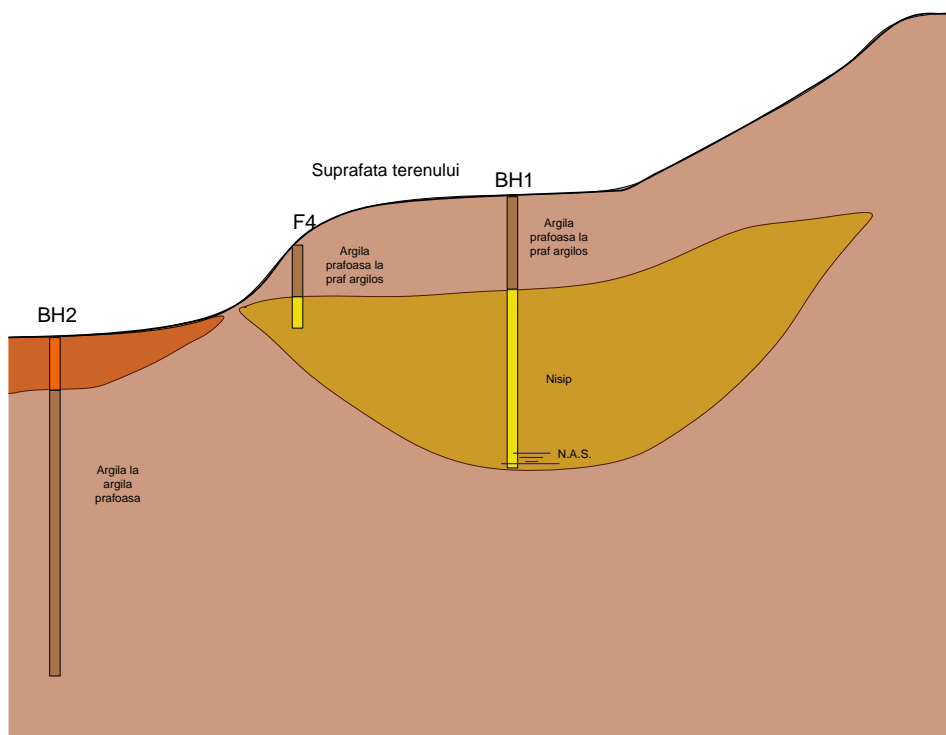
### 7.3 Discuții și interpretări

Prezentul studiu nu a avut ca scop identificarea cauzelor alunecării de teren sau discutarea acestora comparativ cu studiile geotehnice realizate anterior, ci evidențierea importanței folosirii metodelor geofizice pentru stabilirea unui model geologic corect, pe baza căruia să poată fi stabilite cauzele alunecărilor de teren.

Pe baza investigațiilor realizate în zonele accesibile a rezultat un model geologic redat în Fig. 7.34. Se observă faptul că discontinuitatea prezumată inițial a fi o falie de-a lungul axului drumului din cauza decorelării forajelor de o parte și de alta a zonei carosabile, s-a dovedit a fi o albie

veche de râu colmatată cu nisip. Acest lucru este dovedit atât de poziția anomaliilor de maxim cât și de forma acestora.

Se poate observa că în acest caz identificarea particularității reale a amplasamentului a putut fi realizată numai după un proces iterativ care a început prin foraje și s-a continuat cu profiluri de tomografie electrică. După procesarea datelor, s-au prelevat probe din punctele anormale și în ultimă instanță, au fost făcute două noi profiluri de completare în afara amplasamentului.



**Fig. 7.34** Schița modelului geologic

Un aspect important al acestei investigații îl reprezintă rolul esențial al măsurărilor geofizice în interpretarea corectă a condițiilor de amplasament.

Concluziile studiului geotehnic realizat inițial s-au bazat exclusiv pe investigații geotehnice clasice punctuale, care nu au permis cartarea corectă a structurii geologice.

În cazul de față, identificarea corespunzătoare a stratului de material necoeziv a fost posibilă doar prin extinderea investigațiilor pe o suprafață

mare, cu ajutorul măsurărilor geofizice, care au depășit cu mult aria afectată de fenomenele de instabilitate. Astfel, s-a observat geometria stratului granular, aceasta fiind compatibilă cu a unui depozit aluvionar. Măsurările clasice nu pot acoperi o suprafață considerabilă, ca urmare a costurilor ridicate de realizare și a zonei restrânse de investigare.

## **Capitolul 8. Utilizarea metodelor geofizice și geotehnice pentru caracterizarea suprafețelor de alunecare**

Studiu de caz privind platforma generatorului eolian WT09,  
com. Babadag, jud. Tulcea

### **8.1 Introducere**

Prezentul studiu de caz are ca obiectiv investigarea unui taluz afectat de fenomene de instabilitate generală prin utilizarea în paralel a metodelor geofizice și geotehnice.

Deși pe baza investigațiilor geotehnice informațiile obținute oferă o imagine clară asupra parametrilor fizico-mecanici ai terenului prin intermediul forajelor, respectiv starea de consistență a stratelor întâlnite, considerând încercările de penetrare dinamică, datele au un caracter punctual. Determinarea sau estimarea extinderii spațiale a unui strat a cărui importanță este ridicată, precum cel care reprezintă suprafața de cedare în cazul unei alunecări de teren, poate deveni dificilă, chiar și în cazul unor investigații geotehnice numeroase. Acestui aspect i se adaugă imposibilitatea de a realiza investigații în zone inaccesibile, precum pante abrupte sau cu vegetație foarte deasă.

Pentru a compensa lipsa de informație în aceste zone, pot fi utilizate metodele geofizice, bazate pe instrumentări flexibile care oferă date continue în lungime și adâncime sub forma unor profiluri. În acest sens, au fost considerate metodele geo-electrice (Tomografie Electrică de Rezistivitate), respectiv geo-seismice (MASW – Multichannel Analysis of Surface Waves; Analiză pe canale (domenii de frecvențe) multiple a undelor de suprafață; metoda refracției). Ceea ce este demn de menționat este caracterul calitativ pronunțat al acestor metode, necesitând corelarea cu informațiile obținute pe baza investigațiilor geotehnice clasice.

Lucrările de investigație geotehnică și geofizică din prezentul capitol au avut ca scop determinarea gradului de instabilitate al unui taluz prin identificarea geometriei stratului care formează suprafața de cedare.

## 8.2 Informații de arhivă și situația actuală

În cazul prezentului obiectiv, au fost obținute imagini de arhivă care prezintă parțial situația la momentul execuției (Fig. 8.1), respectiv descriu modul execuției și stratificația pe secțiunea reprezentativă a taluzului.

Se poate observa că panta terenului natural este paralelă cu cea a stratului de calcar degradat și că stratul vegetal nu a fost decapat, iar corpul platformei a fost executat peste linia naturală a terenului, fără măsuri de conlucrare între masiv și umplutură.



**Fig. 8.1** Imagine care surprinde execuția platformei din umplutură necontrolată peste stratul de pământ vegetal

În timp, prin intermediul unui fenomen de curgere lentă care a pornit din zona de contact dintre pământul vegetal și stratul de umplutură, la baza taluzului, au rezultat mișcări ale corpului platformei care au generat la suprafața acestuia fisuri și crăpături perpendiculare pe direcția de alunecare, paralelă cu direcția pantei naturale (Fig. 8.2 și Fig. 8.3).





**Fig. 8.2** Vedere laterală a platformei (linia roșie - limita platformei; liniile albastre – crăpături la suprafață)



**Fig. 8.3** Fisuri dezvoltate perpendicular direcției de alunecare

Apariția și dezvoltarea în timp a acestor crăpături a condus la favorizarea infiltrațiilor apelor meteorice în corpul umpluturii până în zona suprafeței de cedare, amplificând gradul de instabilitate prin reducerea parametrilor rezistenței la forfecare.

Un aspect important pe care adâncimea acestor crăpături îl reprezintă în cazul utilizării tomografiei electrice de rezistivitate constă în realizarea unei bariere electrice în timpul măsurărilor, cauzată de discontinuitatea materialului, ceea ce conduce la determinarea clară a mărimii acestora. În

cazul de față, acestea nu au prezentat adâncimi peste 50 cm, fiind dezvoltate doar în zona superioară a platformei.

Deși inițial, conform proiectului, taluzul trebuia protejat cu geocelule, iar panta medie a acestuia redusă prin intermediul unor berme aflate la o echidistanță de 3.00 m, în realitate acesta (taluzul) prezenta o singură pantă de aproximativ  $60^\circ$ , acoperită cu un strat geotextil.

### **8.3 Achiziția datelor geofizice și investigațiile geotehnice de teren**

Din punct de vedere geotehnic, au fost realizate două foraje de la cota platformei, având baza în stratul de calcar degradat, pe baza cărora au fost determinate atât litologia în amplasament, cât și parametrii fizico-mecanici ai stratelor întâlnite, prin intermediul probelor prelevate. De asemenea, a fost realizat un număr de șase Penetrări Dinamice Grele, cu scopul de a releva litologia în special în zona adiacentă crăpăturilor, precum și de a estima poziția, grosimea și extinderea în plan a suprafeței de cedare.

Din punct de vedere geofizic, au fost realizate trei profiluri seismice și trei profiluri electrice, situate la cota platformei, respectiv în zona piciorului taluzului acesteia (Fig. 8.4). Dezavantajul major pe care îl prezenta amplasamentul studiat consta în dezvoltarea redusă a acestuia în plan, ceea ce a condus la imposibilitatea atingerii unor adâncimi de investigare importante utilizând metodele geofizice.

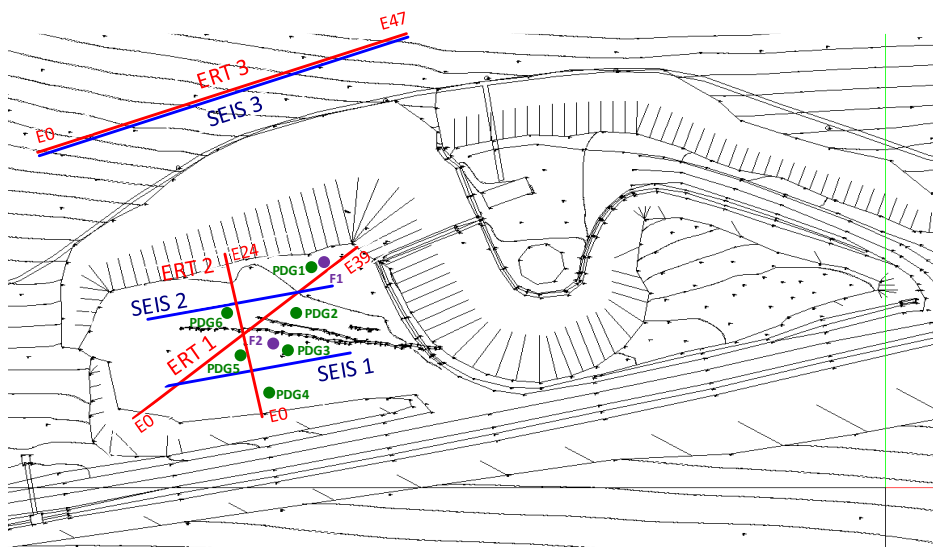


Fig. 8.4: Dispunerea în plan a investigațiilor realizate (F – Foraj geotehnic, PDG – Penetrare dinamică grea; SEIS – profil seismic; ERT – tomografie electrică de rezistivitate)

## 8.4 Măsurători geofizice prin metode electrice – tomografie electrică

Pentru a obține informații suplimentare în zona de suprafață (aproximativ primii 5m adâncime), au fost realizate trei (3) profiluri geo-electrice, ce au evidențiat zonele de umiditate ridicată și implicit rezistivitate scăzută, respectiv zona de afloriment a calcarului, determinată prin valori ridicate ale rezistivității.

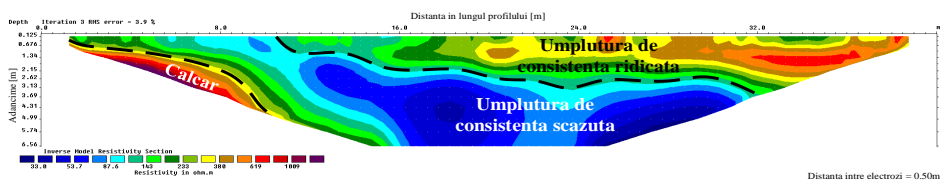


Fig. 8.5 Diagrama de variație a rezistivității în secțiunea profilului electric 1 (tomografie electrică)



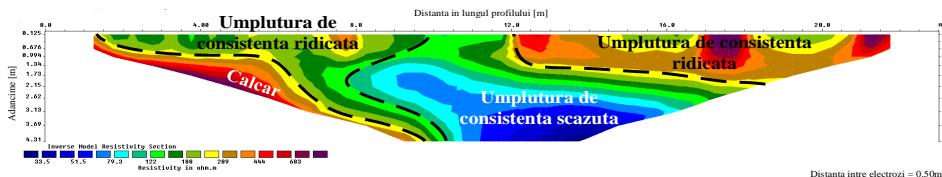


Fig. 8.6 Diagrama de variație a rezistivității în secțiunea profilului electric 2 (tomografie electrică)

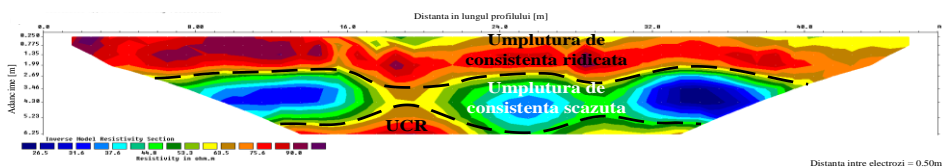


Fig. 8.7: Diagrama de variație a rezistivității în secțiunea profilului electric 3 (tomografie electrică)

Pentru a confirma și corela informațiile obținute, atât pe baza metodelor geotehnice, cât și geofizice, profilurile electrice au fost suprapuse cu rezultatele obținute pe baza penetrărilor dinamice (Fig. 8.9). Se poate observa o corelare foarte bună a stratificației identificate în fiecare caz, în special în zona centrală a profilului electric, unde adâncimea și gradul de încredere asupra informațiilor înregistrate ating valorile maxime.

Considerând suprapunerea celor două profiluri realizate la baza taluzului, se poate observa o zonă de consistență redusă în ambele cazuri (adâncime și grosime similare), caracterizată printr-o rezistivitate electrică de aproximativ  $35 \Omega \cdot m$  și o viteză a undelor secundare de aproximativ 250 m/s, pe care o putem asimila suprafeței de cedare ce iese la suprafață.

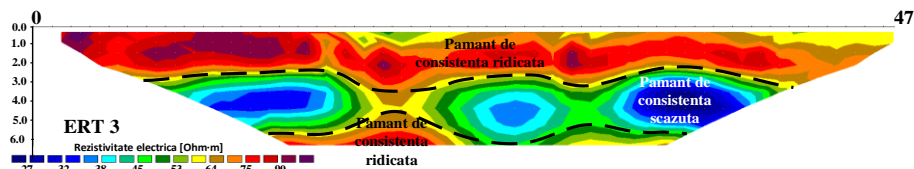


Fig. 8.8 Profilul geo-electric ERT 3, situat la piciorul taluzului

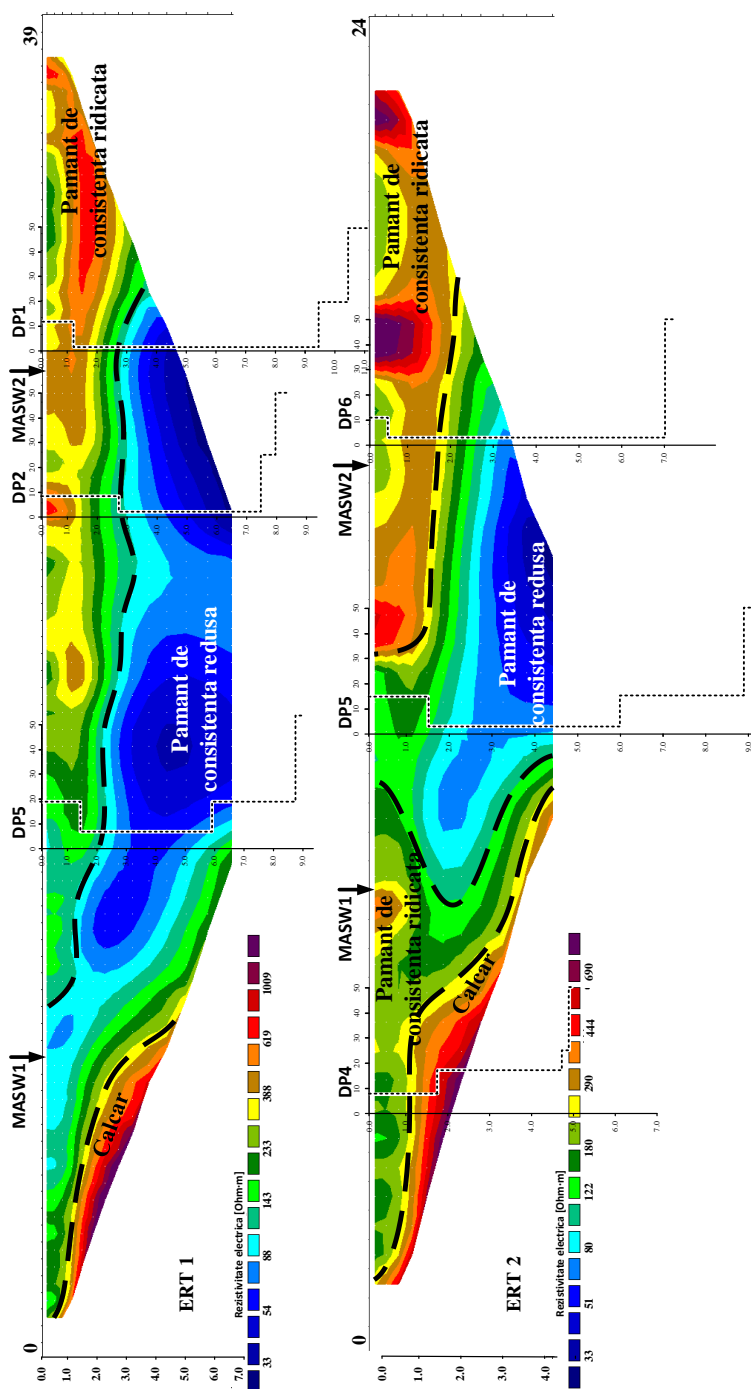
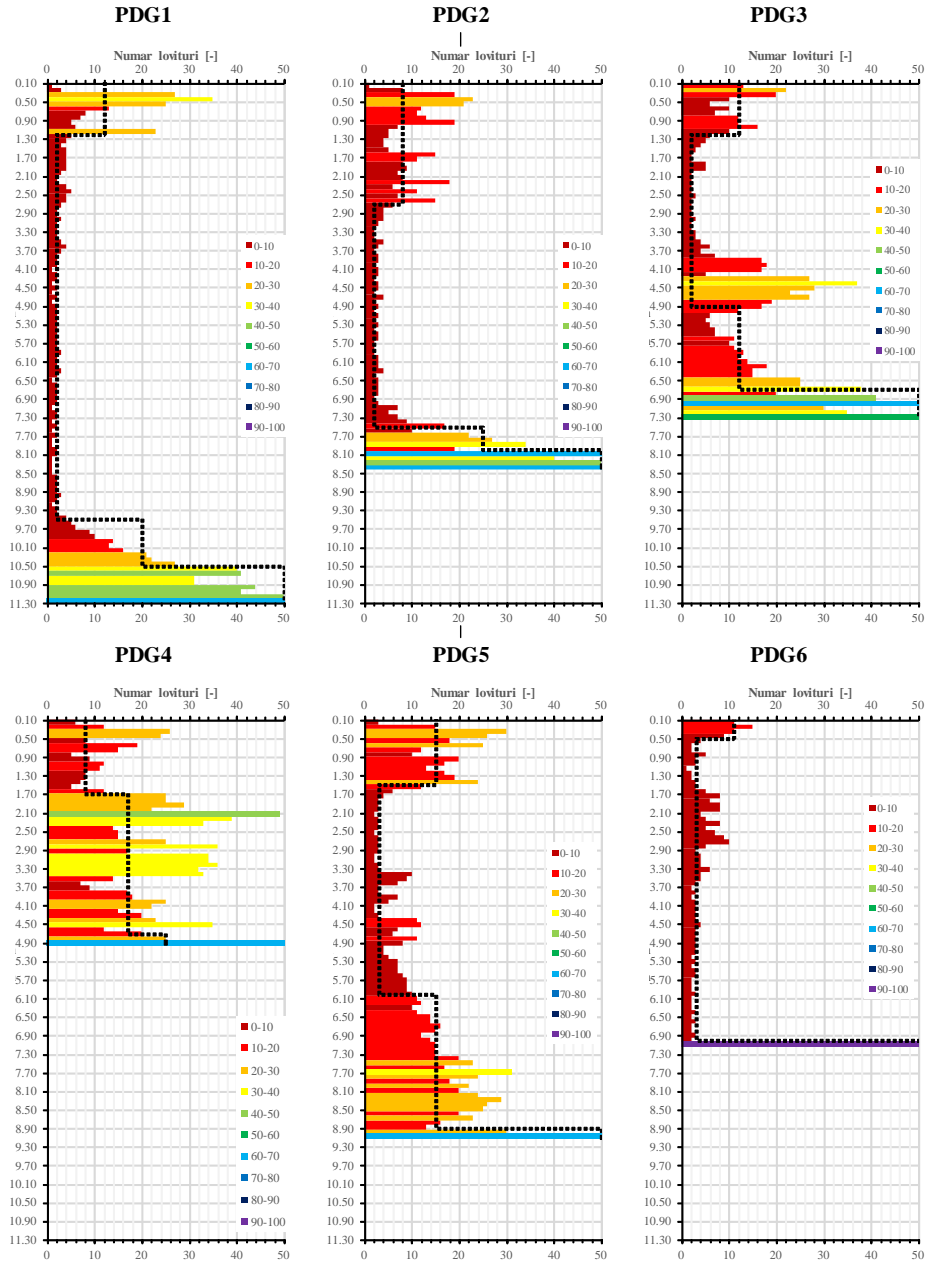


Fig. 8.9 Suprapunerea rezultatelor Penetrărilor Dinamice Grele (PDG 5, PDG2, PDG 1, respectiv PDG4, PDG5 și PDG6) și a profilurilor geo-electrice (ERT1 și ERT2) în zona platformei de lucru



**Fig. 8.10** Diagramele de variație a numărului de băți cu adâncimea pentru încercările de Penetrare Dinamică Grea

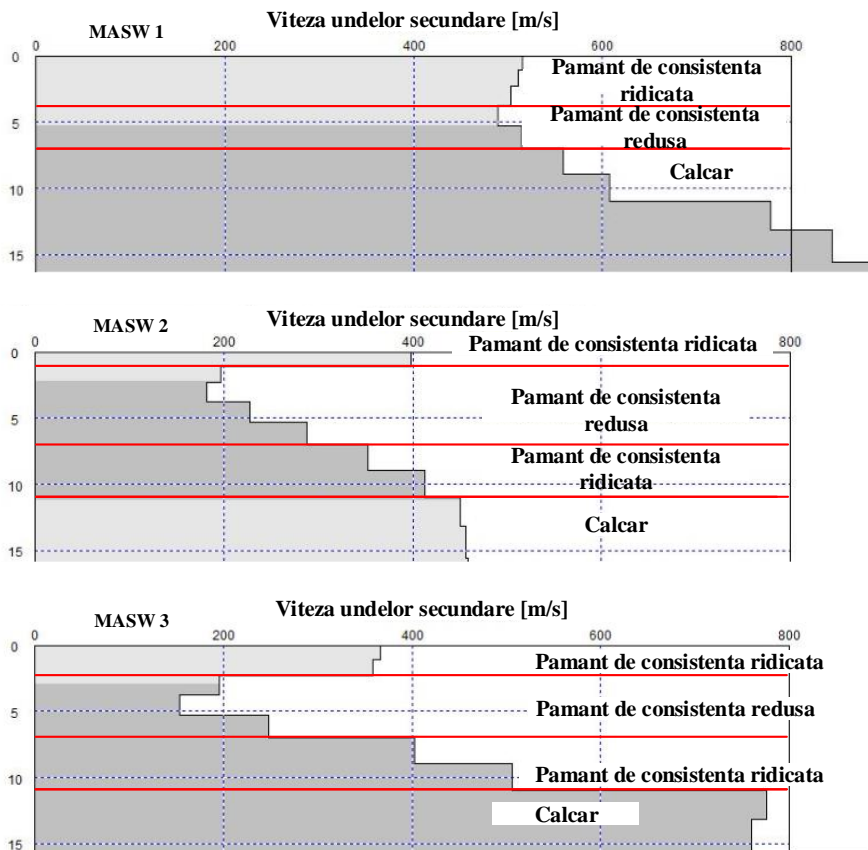


Fig. 8.11 Profilurile de variație în adâncime a vitezei undelor secundare

### 8.5 Analiza numerică

Analizând informațiile punctuale (foraje geotehnice și penetrări dinamice), de profil (geofizice) și de suprafață (ridicare topografică) obținute în urma investigațiilor, precum și considerând datele de arhivă, a fost realizat un model tridimensional al amplasamentului (Fig. 8.12 și Fig. 8.13), caracterizat de existența a trei tipuri de strate: I. umplutură/teren natural de consistență ridicată, II. umplutură de consistență scăzută și III. calcar.

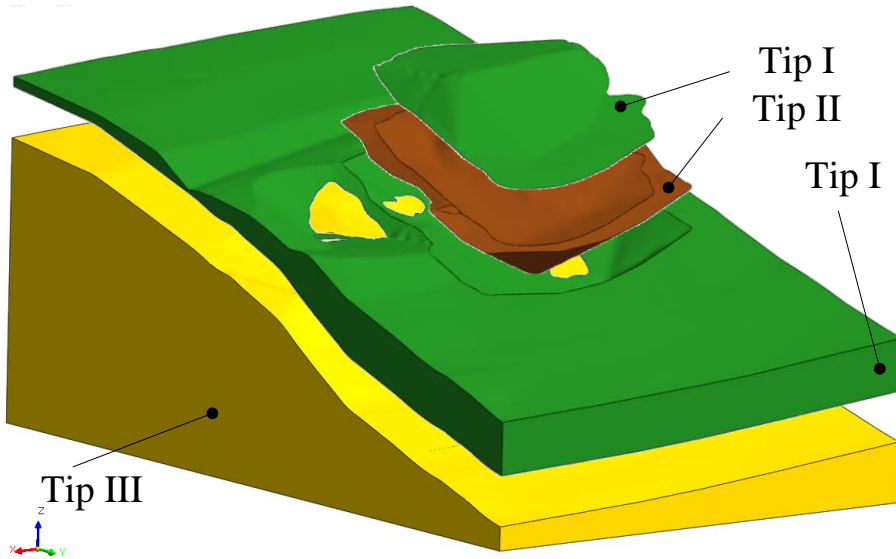


Fig. 8.12 Geometria modelului tridimensional al amplasamentului turbinei eoliene

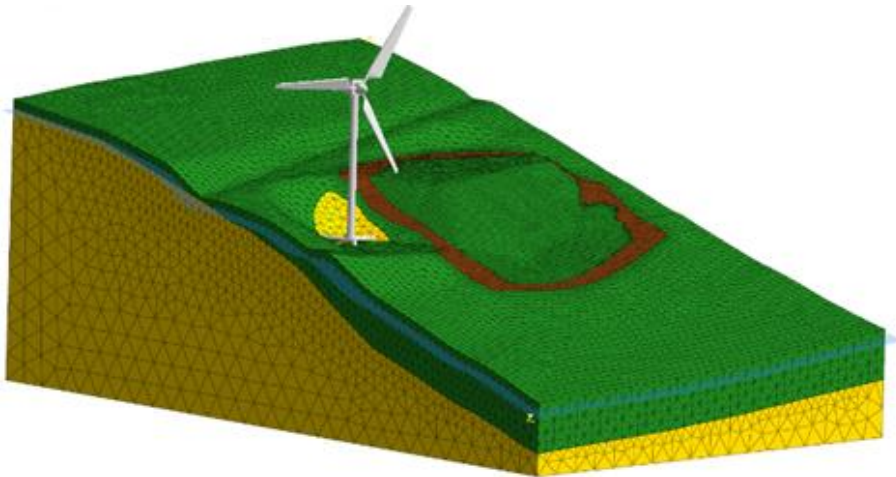


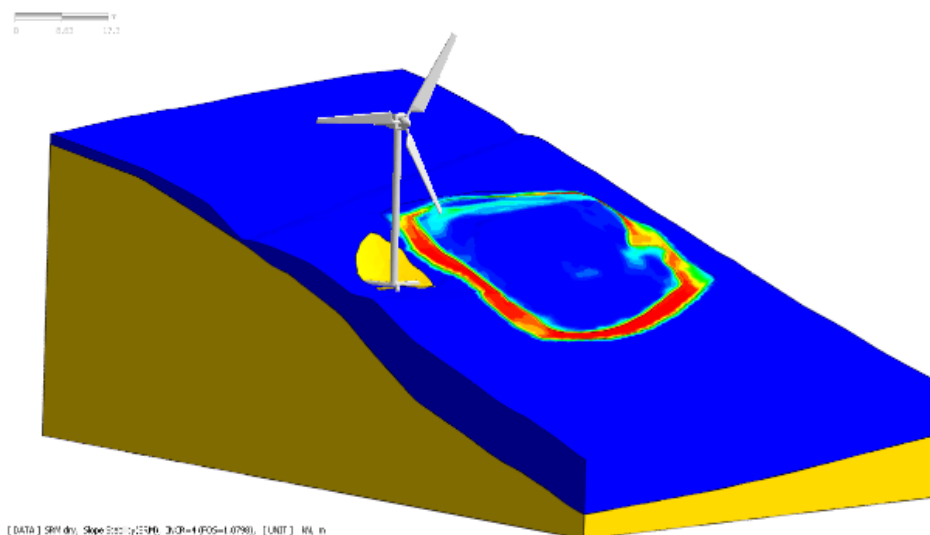
Fig. 8.13 Geometria modelului tridimensional realizat și discretizarea acestuia

Aceste strate au fost caracterizate de următoarele valori ale parametrilor fizico-mecanici, prezentate în Tab. 8.1. În vederea caracterizării parametrilor rezistenței la forfecare a stratului alunecător (Tip II), au fost realizate încercări de forfecare rotațională (Bromhead).

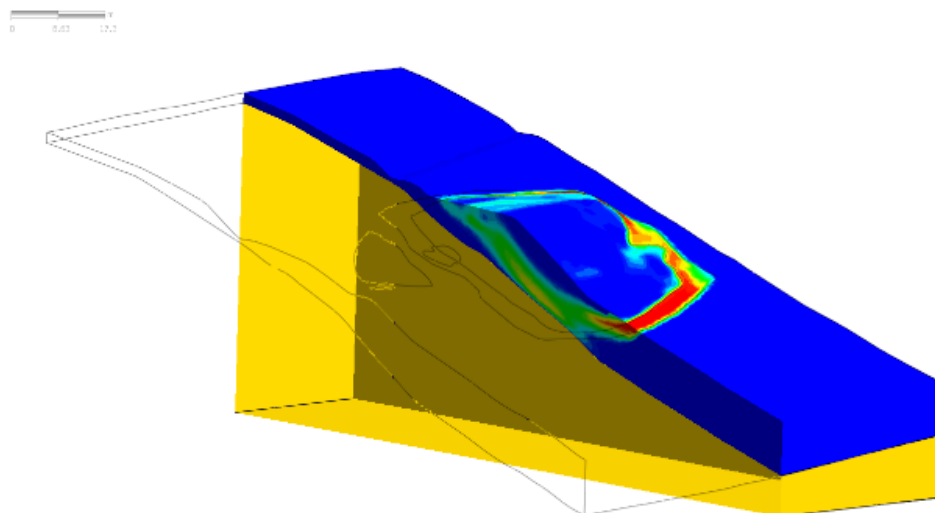
Tab. 8.1: Valorile caracteristice ale parametrilor fizico-mecanici ai straturilor întâlnite

Strat	$\gamma$	$\gamma_{sat}$	E	$\nu$	$k_0$	c	$\phi$
	[kN/m <sup>3</sup> ]	[kN/m <sup>3</sup> ]	[MPa]	[-]	[-]	[kPa]	[°]
Tip I	18.0	20.0	12.5	0.35	0.54	30	24
Tip II	19.5	20.5	5.0	0.39	0.67	1	19
Tip III	23.0	23.0	200.0	0.25	0.33	-	-

În urma analizei numerice a modelului tridimensional utilizând Metoda Elementului Finit, în cadrul căreia au fost utilizate valorile caracteristice ale parametrilor geotehnici, a rezultat o corelare foarte bună din punct de vedere al tendințelor de deplasare (Fig. 8.14 - Fig. 8.17). Din punctul de vedere al valorilor absolute ale deplasărilor estimate prin calcul, este posibil ca acestea să fie supra-estimate, însă o corelare cantitativă este greu de realizat, având în vedere că nu au fost executate lucrări de monitorizare.

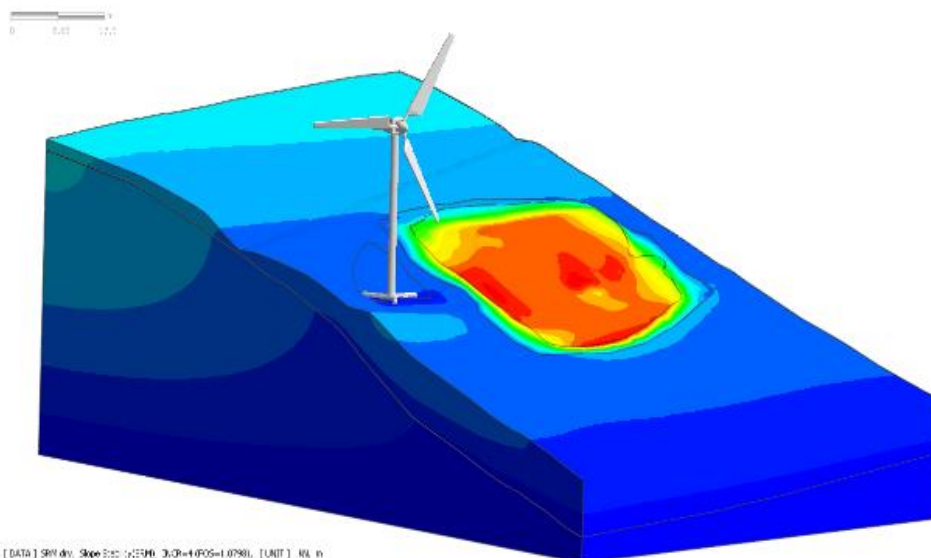


**Fig. 8.14** Vedere izometrică a rezultatelor calculului (deformații specifice plastice – Roșu: 39.8%, Albastru: 0.0%)



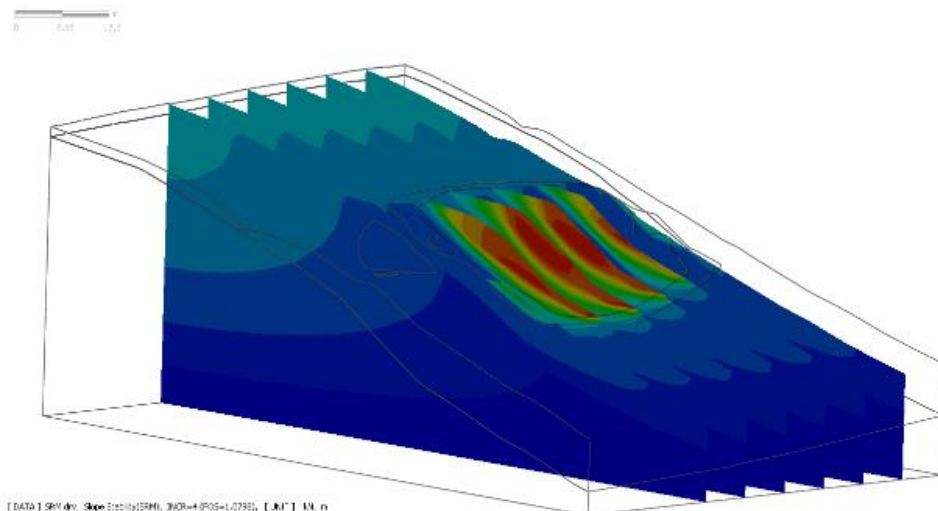
[DATA] SRM.dwg, Slope Stab (1) (SRM), (CR=1.0798), [UNIT] NA, in

**Fig. 8.15: Secțiune transversală prin model prezentând rezultatele calculului (deformații specifice plastice – Roșu: 39.8%, Albastru: 0.0%)**



[DATA] SRM.dwg, Slope Stab (1) (SRM), (CR=1.0798), [UNIT] NA, in

**Fig. 8.16 Vedere izometrică a rezultatelor calculului (deformații totale – Roșu: 0.64m, Albastru: 0.00m)**



**Fig. 8.17: Secțiuni transversale prin model prezentând rezultatele calculului (deformații totale – Roșu: 0.64m, Albastru: 0.00m)**

## 8.6 Discuții

Una dintre cele mai importante dificultăți în cadrul ingineriei geotehnice este determinarea geometriei (extindere în plan și în adâncime) a suprafețelor de cedare. Pornind de la modele simple bidimensionale ce consideră suprafața de cedare de formă circular-cilindrică și terminând cu cele bazate pe modelare complexă (element finit) cu plastifiere progresivă, modul de evoluție în teren a fenomenului depinde de o serie de factori greu de estimat cu exactitate, precum discontinuitatea straturilor sau variațiile fizico-mecanice ale aceluiași material. În plus, în cazul unei analize tridimensionale, aspectele devin mai complexe, ținând cont că trebuie determinată și extinderea în plan a suprafeței de cedare.

Modul de determinare a acestor aspecte considerând metodele geotehnice (foraje și penetrări) clasice pot conduce la informații pertinente, însă punctuale. Pentru a obține astfel de date cu densitate topologică adecvată/ridicată sunt necesare costuri mari de resurse și manoperă. În vederea compensării acestui dezavantaj, se pot utiliza metodele geofizice care acoperă distanțe și adâncimi de investigare semnificative, însă oferă informații care prezintă un anumit grad de incertitudine. Pentru a conferi un nivel de încredere adecvat rezultatelor geofizice este necesar ca aceste să fie corelate cu informațiile dobândite pe baza forajelor geotehnice.



Prezentul studiu de caz prezintă o modalitate eficientă în care cele două abordări: cea geotehnică și cea geofizică, pot fi utilizate, corelate și adaptate nevoilor inginerilor, în vederea obținerii unor rezultate cu nivel de încredere ridicat și a unei viziuni de ansamblu pertinente asupra unei probleme clasice a ingineriei geotehnice.

Realizarea investigațiilor de seismică de refracție în lungul aceluiași profiluri pe care s-au realizat investigațiile de tipul MASW au dus la obținerea unor modele geofizice eronate prezentate în Fig. 8.18, Fig. 8.19 și Fig. 8.20. Aceste modele nu pot fi corelate cu informațiile obținute pe baza forajelor și încărcărilor încercărilor de penetrare dinamică, acest lucru fiind în primul rând existenței stratului de consistență redusă între cele două strate de consistență ridicată, situație în care metoda refracției nu poate fi folosită cu succes, după cum s-a arătat în capitolul 4.

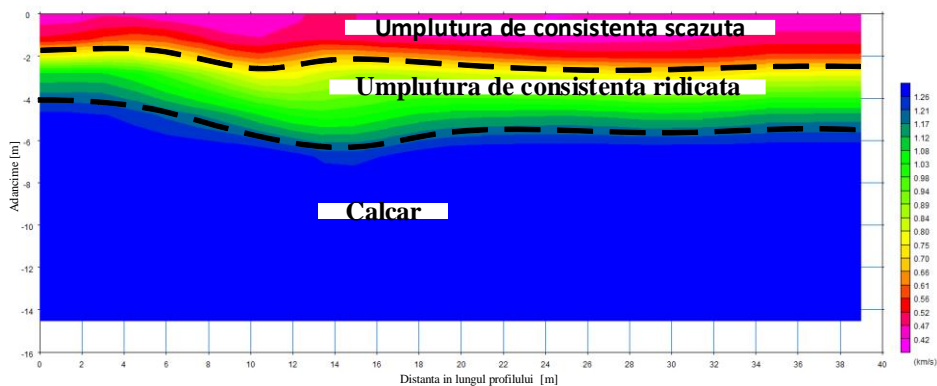


Fig. 8.18 Profil de refracție realizat în lungul profilului MASW 1

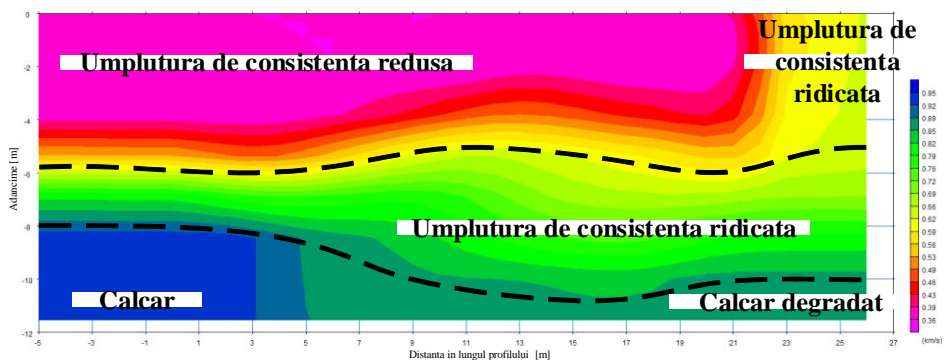
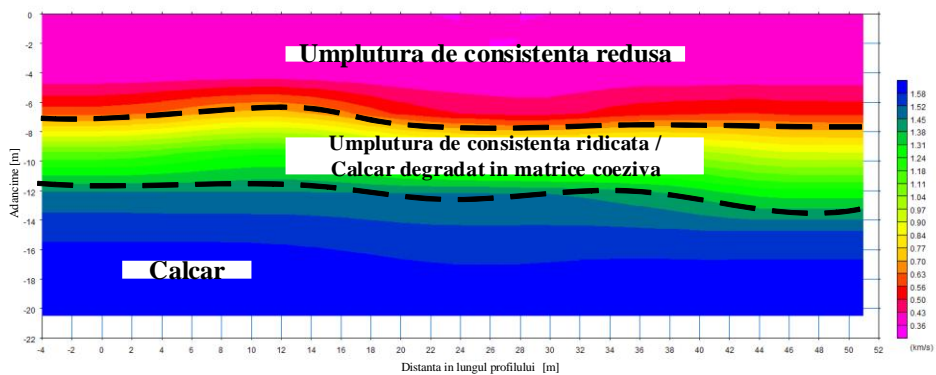


Fig. 8.19 Profil de refracție realizat în lungul profilului MASW 2



**Fig. 8.20** Profil de refracție realizat în lungul profilului MASW 3



## **Capitolul 9. Investigarea adâncimii și continuității spațiale a acviferelor de suprafață**

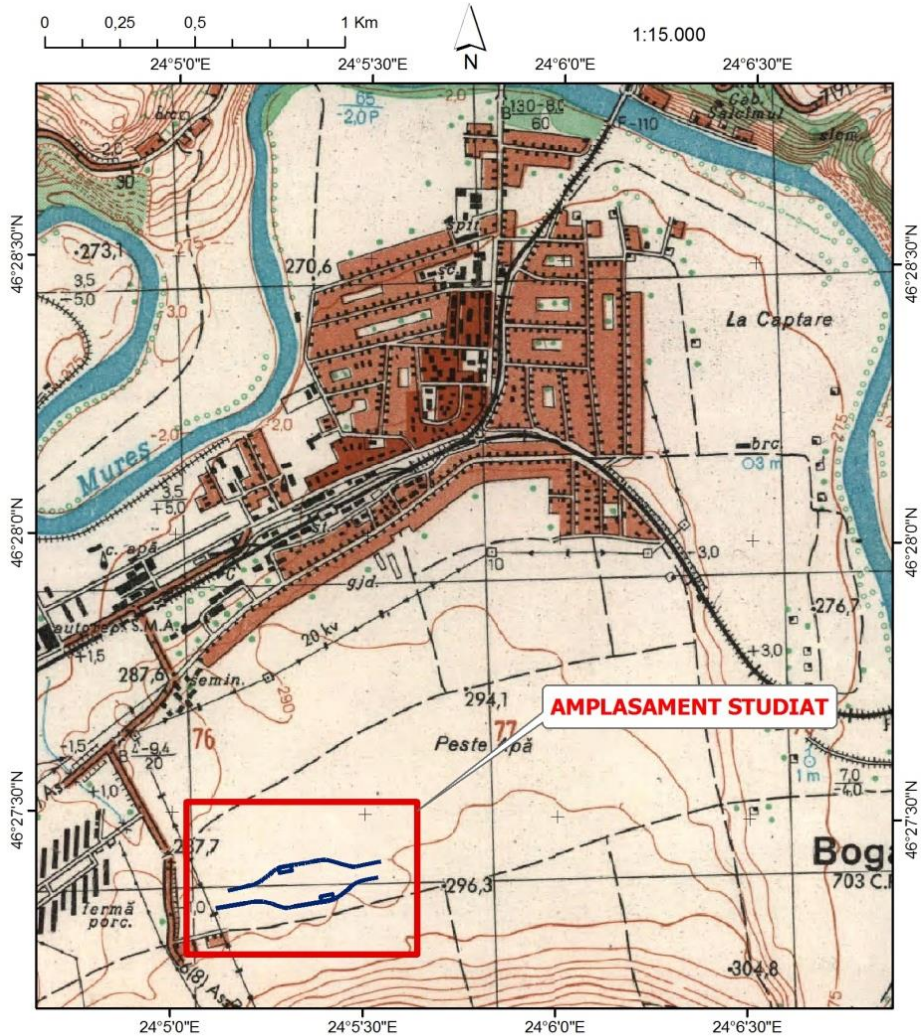
Studiu de caz privind secțiunea 2A Ogra-Câmpia Turzii a Autostrăzii Brașov-Târgu Mureș

### **9.1 Introducere**

Scopul acestui studiu este investigarea condițiilor hidrogeologice de suprafață, în vederea proiectării alimentării cu apă a viitoarea parcări de scurtă durată care se află situată la km 3+600-21+500 al autostrăzii Brașov-Târgu Mureș-Cluj-Oradea, Secțiunea 2A: Ogra-Câmpia Turzii Lot 2, Iernut-Chețani prin furnizarea de informații hidrogeologice și geofizice aferente zonei respective.

Din punct de vedere geografic zona amplasamentului este situată pe malul stânga al râului Mureș (Fig. 9.1), pe cea de a doua terasă a acestuia, și la sud de Municipiul Luduș (la o distanță de aproximativ 1 km față de extremitatea sudică).

Amplasamentul este situat la o altitudine absolută (față de nivelul Mării Negre) de aproximativ 293m și la o altitudine relativă față de talvegul râului Mureș de aproximativ 20m.



**Fig. 9.1: Amplasamentul zonei studiate (fragment hartă topografică 1:25.000)**

Pentru analiza hidrogeologică preliminară au fost prelucrate informațiile bibliografice și informațiile și observațiile culese pe teren. Principalele surse bibliografice utilizate au fost cele două lucrări de hidrogeologie a României: Pascu, M.R., (1983), „Apele subterane din România” și Constantinescu G. P., (1980), „Captările de ape subterane din România”, precum și harta geologică 1:200.000 a României. În lucrarea lui Constantinescu G. P. (1980) este descrisă lucrarea de alimentare cu apă a Municipiului Luduș și a fabricii de zahăr din aceeași localitate. Aceasta lucrare este constituită ca o prezentare negativă a unei lucrări hidrotehnice

în care dimensionarea alimentării cu apă s-a realizat defectuos tocmai din cauza supradimensionării parametrilor hidrogeologici.

Alimentarea cu apă a fost executată în anii 1960 și s-a realizat printr-un dren paralel cu râul Mureș, pe prima terasă a acestuia, cu o lungime de 700 m la o adâncime de pozare de aprox. 6 m. Studiul hidrogeologic și proiectul au prevăzut că drenul va debita 6-20 l/s, dar după execuție au fost obținut un debit de 4-5 l/s [35]. Pentru acest studiu au fost realizate foraje până la 5-7 m adâncime ce au interceptat următoarea succesiune litologică:

- 0,00 - 2,00 m: prafuri nisipoase;
- 2,00 - 5,00 m : stratul acvifer al terasei constituit din prafuri argiloase, nisipuri argiloase și rareori nisipuri și pietrișuri în masa prafurilor;
- 5,00 - 7,00 m: fundamentul regiunii de vârstă miocenă, reprezentat din marne impermeabile.

Pe baza acestor foraje a fost realizată o secțiune hidrogeologică și o hartă piezometrică (Fig. 9.2) cu distribuția hidroizohipselor. Harta realizată prezintă o neconcordanță evidentă, neconcordanță repetată și în profilul hidrogeologic (Fig. 9.3), acesta fiind nivelul topografic (fiind cu 10 m mai scăzut decât valorile curbelor de nivel din harta topografică). Această eroare a fost repetată și în lucrarea lui Pascu (1983). În analiza noastră valorile piezometrice au fost ridicate corespunzător cu 10 m, valori care se corelează și cu informațiile din teren.

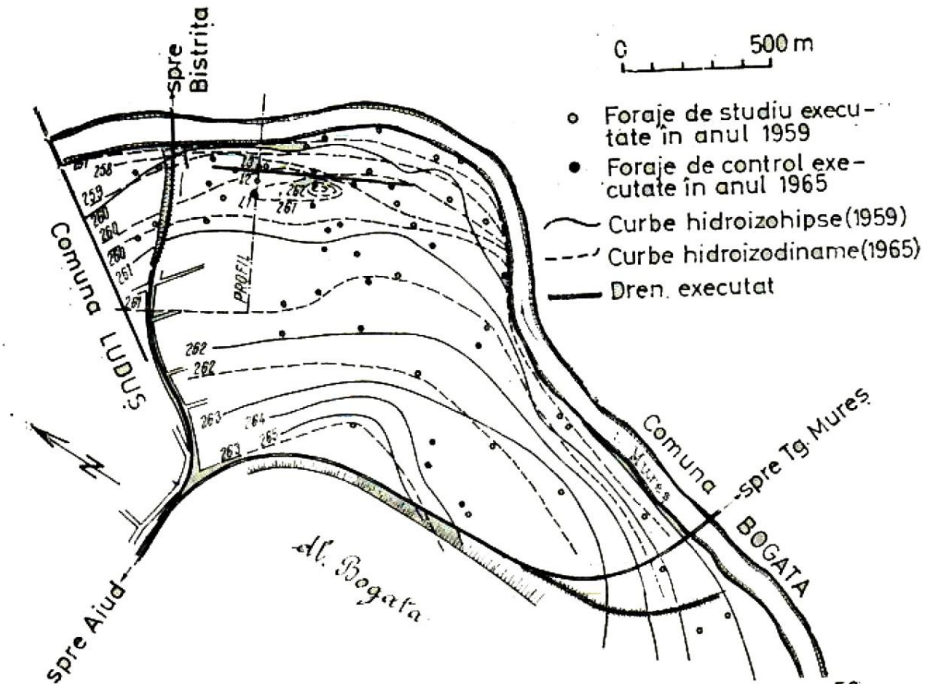


Fig. 9.2 Plan de situație a captării Luduș; curbe hidroizohipse [35]

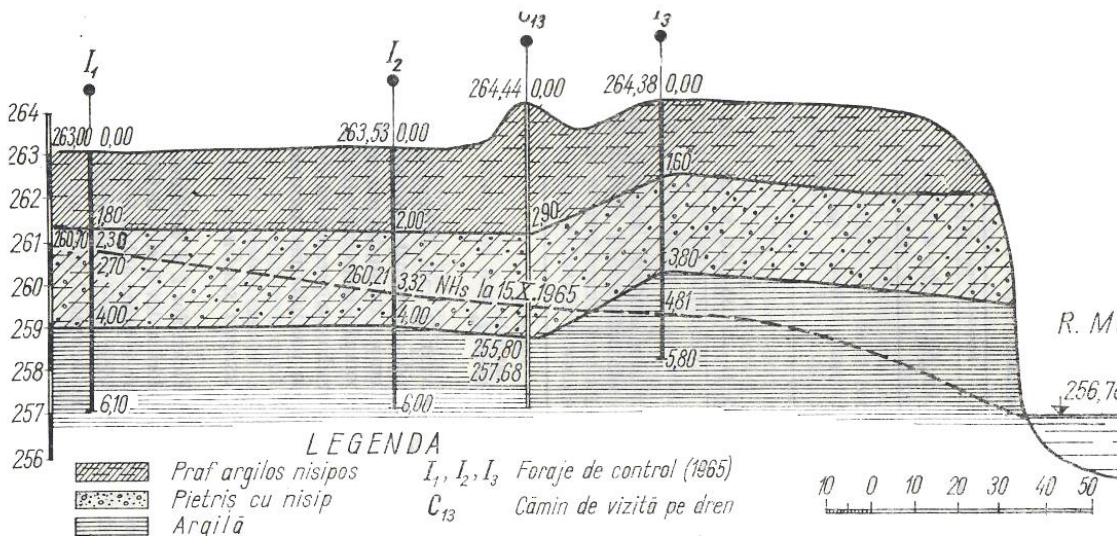


Fig. 9.3 Profil hidrogeologic prin terasa Mureșului [35]

În analiza hidrogeologică au fost utilizate aliuira și valorile hidroizohipselor din anul 1959 (anterior executării și exploatării drenului). Acest lucru se datorează faptului că în momentul de față alimentarea cu apă a Mun. Luduș se realizează (excepție fac unele alimentări prin fântâni individuale) din



surse de suprafață (râul Mureș). Informațiile referitoare la alimentarea cu apă a Mun. Luduș au fost folosite pentru construcția hărții piezometrice a zonei (împreună cu datele culese din teren) și la nivel orientativ cu privire la succesiunea litologică (trebuie ținut cont că amplasamentul parcerii se află situat la o distanță de aproximativ 2 km de Mun. Luduș, și se află situat pe cea de a doua terasă a râului Mureș).

## 9.2 Achiziția și procesarea datelor

Investigațiile de teren au constat în măsurarea nivelului apei subterane în diferite foraje și fântâni din apropierea amplasamentului și realizarea unui profil de rezistivitate electrică cu lungimea de 235m și orientare N-S (perpendiculară pe direcția de curgere a apei) (Fig. 9.4). Datele au fost achiziționate cu un aparat de tomografie electrică IRIS Electric Pro, folosind-se sistemul de achiziție Schlumberger, distanța dintre electrozi fiind de 5m.

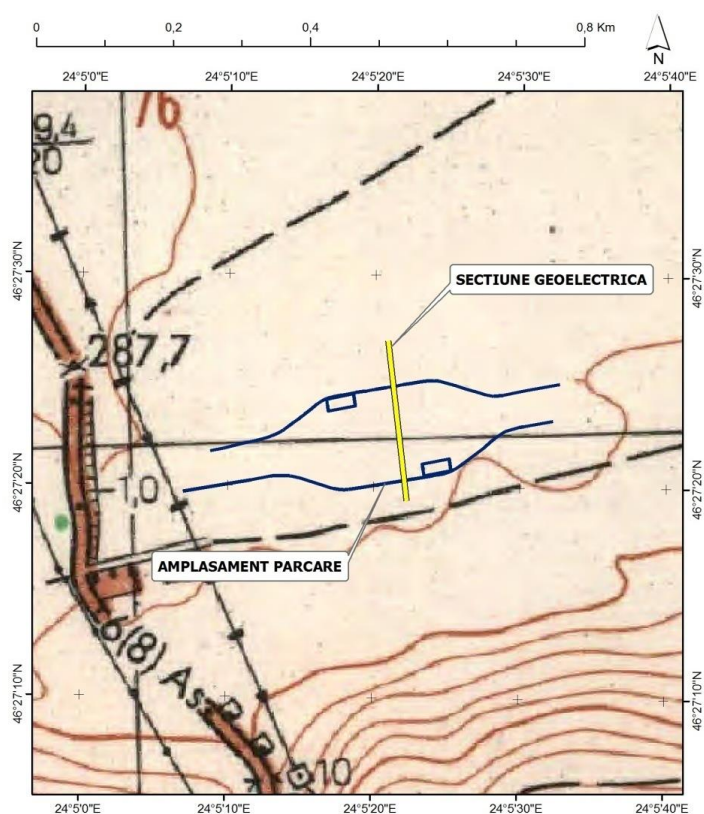


Fig. 9.4 Poziția profilului de tomografie electrică



Datele obținute au fost procesate cu ajutorul programului RES2DINV, obținându-se o bună corelare între profilul măsurat și cel obținut prin modelare directă.

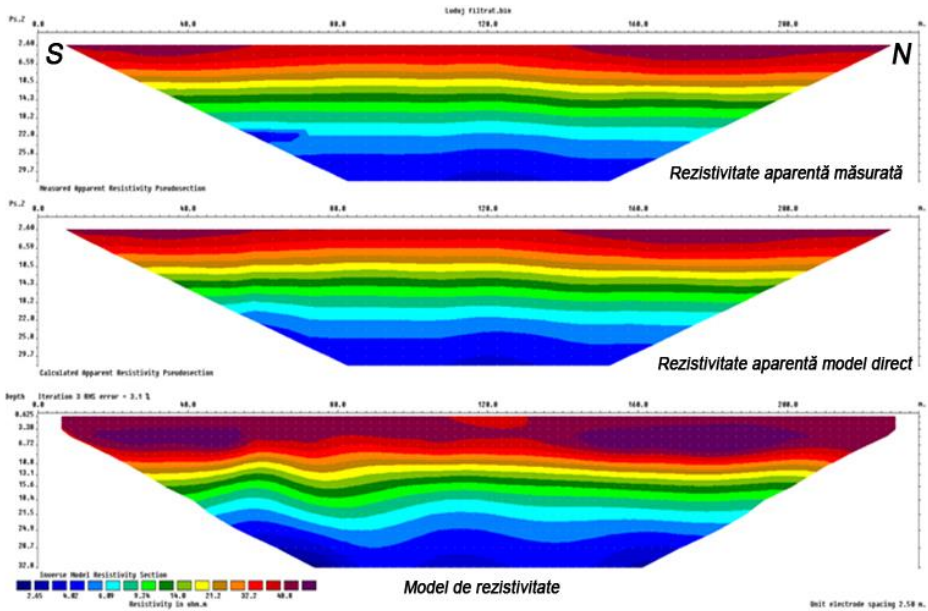


Fig. 9.5 Modelul de rezistivitate obținut

Analizând secțiunea de rezistivitate din Fig. 9.5 se poate observa o distribuție orizontală a rezistivității electrice, valori acestea scăzând cu adâncimea, modelul geofizic obținut fiind conform cu modelul unui acvifer cu nivel liber, în care valorile ridicate ale rezistivității sunt atribuite zonei nesaturate, valorile mici sunt atribuite culcușului acvifer format din argile, iar valorile medii stratului acvifer.

Cunoscându-se valoarea rezistivității apei subterane ( $\varphi_{ai}$ ),  $7 \Omega \cdot m$  (cantonată în acviferul freatic) din măsurări realizate pe probe de apă prelevate din fântânile din apropiere (300 m amonte față de amplasament) s-a încercat estimarea rezistivității stratului acvifer ( $\varphi_R$ ), folosind relația lui Archie [36] specifică pentru acvifere necoezive „curate” (fără conținut de fracție argiloasă).

$$F = a * P^{-m} \quad (9.1)$$

$$\varphi_R = F * \varphi_{ai} \quad (9.2)$$

unde:

- $\varphi_{ai}$  este valoarea rezistivității apei interstițiale;
- $\varphi_R$  este valoare rezistivității stratului acvifer (apa + matrice minerală);
- F este factorul de formațiune;
- a este factorul litologic;
- m este factorul de cimentare;

Pentru determinarea factorului de formațiune s-au folosit 4 seturi de parametri Archie sugerați în literatura de specialitate specifică geofizici de sondă și trei valori ale porozității (30%, 35%, 40%) caracteristice pentru pământuri necoezive uniforme.

**Tab. 9.1: Parametri Archie pentru estimarea factorului de formațiune**

Tipologii litologice	Model empiric	a	m	Factor de formațiune		
				0.4	0.35	0.3
nisipuri/gresii slab cimentate	<i>Winsauer, 1952</i>	0.62	2.15	4.45	5.92	8.25
nisipuri/gresii argiloase	<i>Carothers, 1968</i>	1.65	1.33	5.58	6.67	8.18
nisipuri/gresii calcaroase	<i>Carothers, 1968</i>	1.45	1.54	5.95	7.30	9.26
nisipuri/gresii	<i>Timur, 1972</i>	1.13	1.73	5.51	6.95	9.07

Folosirea îngrășămintelor chimice în zona investigată poate duce (prin infiltrație) la o creștere a mineralizării apei subterane și la o scădere a rezistivității electrice a acesteia. Acest factor a fost luat în considerare prin folosirea a trei valori posibile ale rezistivității apei subterane:  $7\Omega\cdot m$ ,  $6\Omega\cdot m$  și  $5\Omega\cdot m$ .

**Tab. 9.2: Valorile calculate ale rezistivității electrice**

	Valori rezistivitate apă interstițială								
	$7\Omega\cdot m$			$6\Omega\cdot m$			$5\Omega\cdot m$		
	0.40	0.35	0.30	0.40	0.35	0.30	0.40	0.35	0.30
Valori rezistivitate	31.12	41.47	57.77	26.68	35.55	49.51	22.23	29.62	41.26
	39.07	46.66	57.28	33.49	40.00	49.10	27.91	33.33	40.92
	41.62	51.12	64.82	35.67	43.82	55.56	29.73	36.52	46.30
	38.60	48.63	63.50	33.09	41.69	54.43	27.57	34.74	45.36

Valorile au fost procesate statistic, cea mai probabilă valoare a rezistivității acviferului fiind de  $41\Omega\cdot m$ .

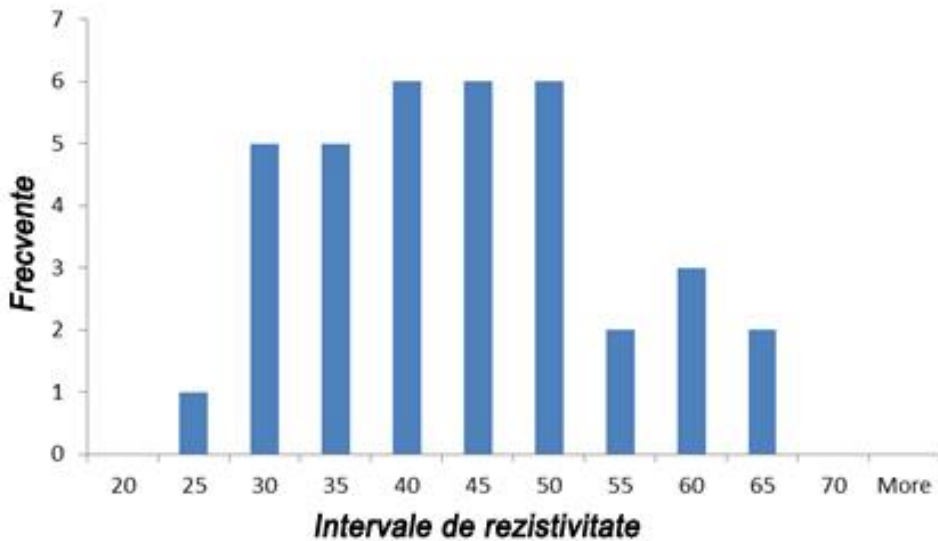


Fig. 9.6: Histograma distribuției valorilor de rezistivitate

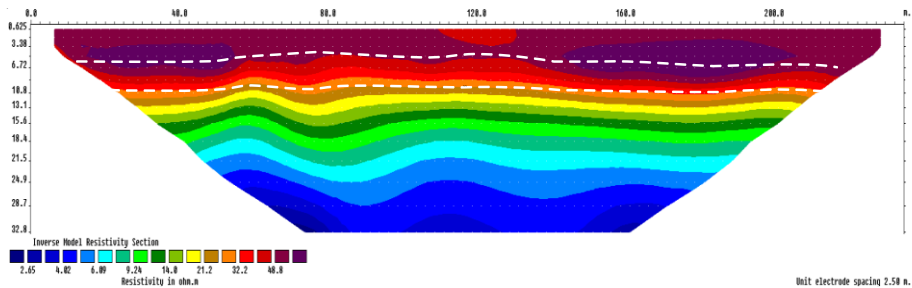


Fig. 9.7: Model de distribuție a rezistivității electrice cu indicarea poziției probabile a stratului acvifer prin linii albe punctate

În urma studiului parametric anterior se poate concluziona că zona acviferă are cea mai mare probabilitate de a fi reprezentată pe secțiunea de rezistivitate electrică în jurul valorii de  $41 \Omega \cdot m$ , zona cuprinsă între 6 m și 11 m (cuprinsă între liniile albe discontinue). Valorile mai mari de rezistivitate aflate deasupra stratului potențial acvifer sunt atribuite zonei vadoase, iar valorile mai mici, aflate sub acesta sunt asociate cu existența unui strat de argilă.

În urma determinării nivelului piezometric în 7 fântâni și un foraj de monitorizare, din apropierea amplasamentului și pe baza hărții prezentate în Fig. 9.2, s-a realizat o hartă reactualizată a variației nivelului piezometric (Fig. 9.9).



Fig. 9.8 Măsurarea nivelului piezometric

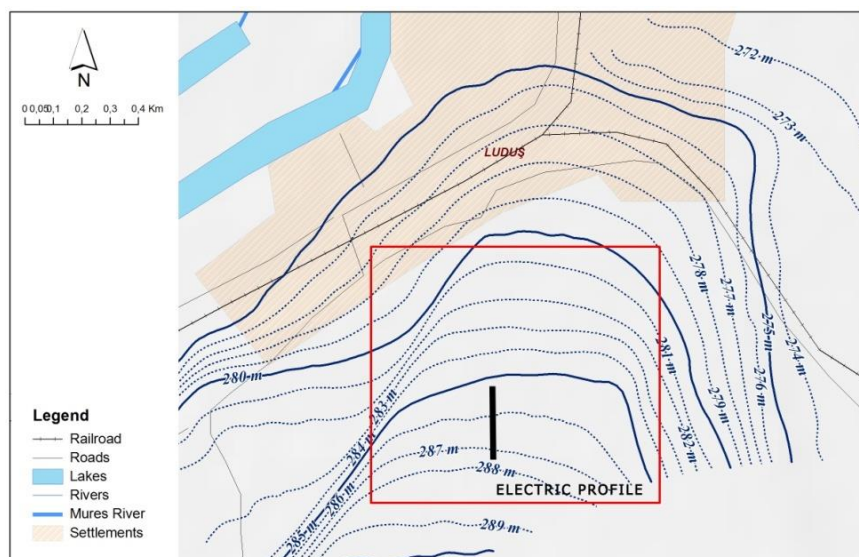
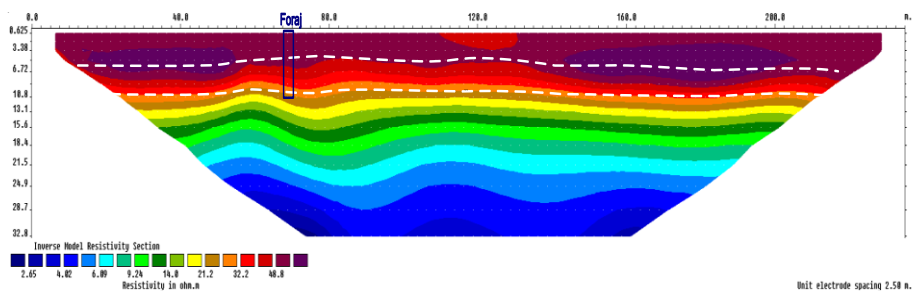


Fig. 9.9 Hartă reactualizată a variației nivelului piezometric cu indicarea poziției profilului electric realizat

Fig. 9.9 arată că media nivelului piezometric din zona profilului măsurat este de 287m, această valoare fiind obținută și din interpretarea secțiunii de rezistivitate, acviferul fiind estimat ca începând de la adâncimea de 6m față de cota de 293m specifică suprafeței terenului.

Corelația dintre valorile nivelului piezometric măsurat prin cele două metode (directă și indirectă) au confirmat modelul geofizic, iar observarea unei bune continuități a valorii specifice acviferului pe secțiune de rezistivitate au indicat o continuitate a acestuia în lungul profilului măsurat.

Condițiile din amplasament au fost considerate ca fiind favorabile pentru realizarea unui foraj de alimentare cu apă care să capteze acviferul cu nivel liber investigat. Ipoteza anterioară a fost confirmată de forajul executat în amplasament (Fig. 9.10), stratul acvifer fiind prezent deasupra zonei marnoase, între cotele 6.00 și 8.00m (Fig. 9.10). În urma testelor de pompaj debitul optim rezultat a fost de 0.6l/s, valoare suficientă pentru asigurarea necesarului de apă nepotabilă al parcării și a umplerii în mai puțin de 24 de ore a rezervorului folosit pentru stingerea posibilelor incendii.



**Fig. 9.10** Poziția forajului realizat suprapus peste secțiunea de rezistivitate



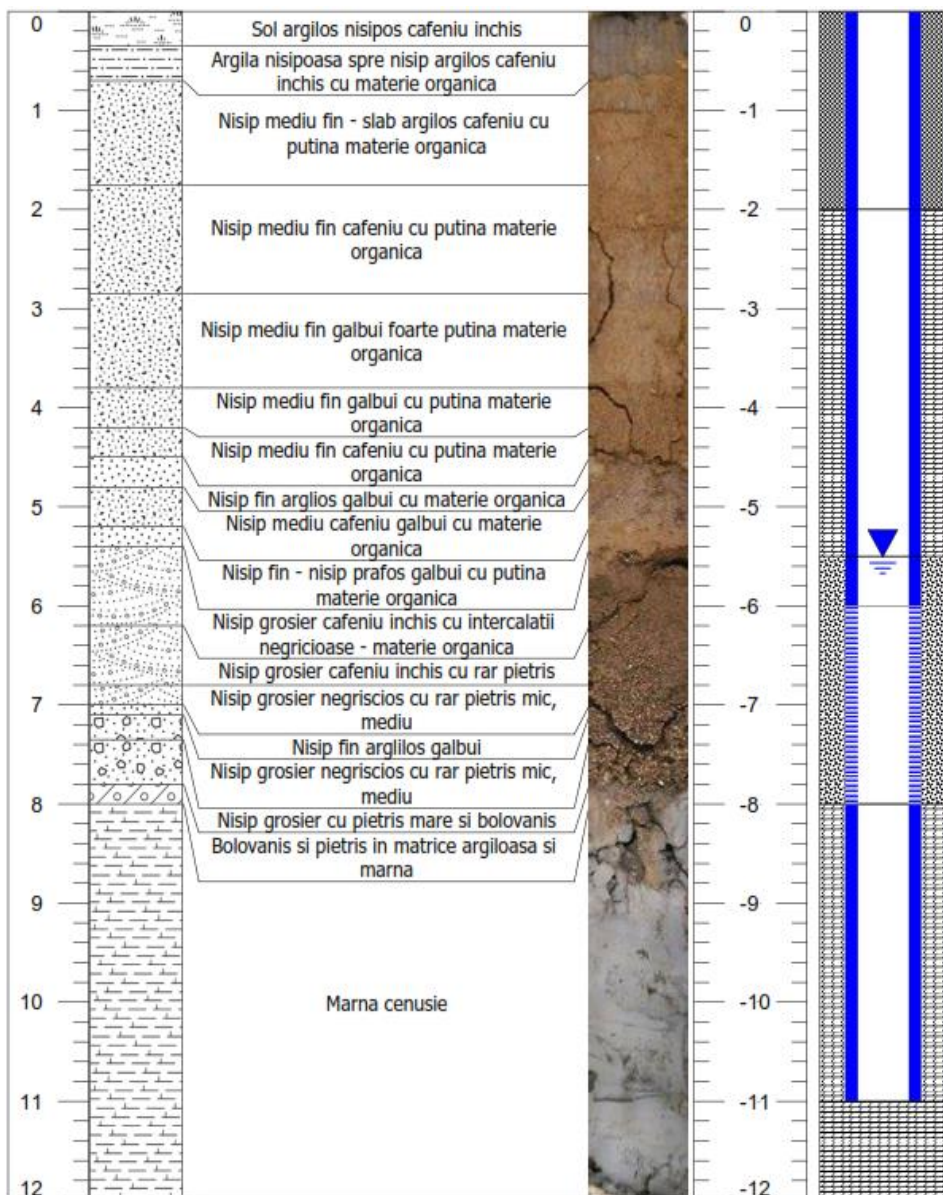


Fig. 9.11 Litologia amplasamentului observată în foraj

### 9.3 Concluzii

După cum a fost indicat prin studiul de caz al Municipiului Luduș, prezentat în cele două lucrări de referință în domeniul alimentării cu apă din România, determinarea distribuției spațiale a straterelor acvifere este

imposibil de realizat în cazul folosirii exclusive a informațiilor punctuale din foraje.

Prin intermediul investigațiilor de tomografie electrică se obțin secțiuni de variație a rezistivității electrice. Procesare și interpretare corectă a datelor a condus la determinarea poziției și geometriei stratelor acvifere de suprafață, chiar și în cazul acviferelor de grosime redusă.

Buna corelare a informațiilor rezultate în urma măsurărilor electrice cu datele obținute din foraje a confirmat modelului geofizic și a generat creșterea gradului de încredere în acest tip de informații indirecte.

## Capitolul 10. Investigații geofizice utilizate pentru măsurarea parametrilor mecanici ai terenului de fundare

Studiu de caz privind zona Universitate, București

### 10.1 Introducere

Spre deosebire de viteza undelor primare care în cazul pământurilor este dependentă în principal de gradul de saturație, viteza undelor secundare (de forfecare) este un indicator direct al indicilor de consistență și îndesare și a proprietăților mecanice ale pământurilor, acest parametru fiind agreat și de Eurocod 8-1.1 pentru caracterizarea diferitelor tipuri de amplasamente în funcție de viteza medie a undelor de forfecare pe primii 30m ( $V_{s30}$ ). În Fig. 10.1 este prezentată clasificarea amplasamentelor în funcție de  $V_{s30}$  conform Eurocod 8-1.1.

Clasă de teren	Descriere a profilului stratigrafic	Parametri		
		$v_{s,30}$ (m/s)	$N_{SPT}$ (lovituri/30cm)	$c_u$ (kPa)
A	Stâncă sau altă formațiune geologică de acest tip, incluzând cel mult 5 m de material slab la suprafață.	>800	—	—
B	Depozite de nisip foarte dens, pietriș sau argilă foarte rigidă, de cel puțin câteva zeci de metri în grosime, caracterizate de o creșterea progresivă a proprietăților mecanice cu adâncimea.	360 - 800	>50	>250
C	Depozite adânci de nisip de densitate mare sau medie, de pietriș sau de argilă rigidă cu grosimea de la câteva zeci până la mai multe sute de metri.	180 - 360	15 - 20	70 - 250
D	Depozite de teren necoeziv de densitate mică până la mijlocie (cu sau fără unele straturi moi coezive) sau de teren predominant coeziv, de la moale la tare	<180	<15	<70

Fig. 10.1 Clasificarea amplasamentelor în funcție de  $V_{s30}$  conform Eurocod 8-1.1



Metoda MASW și-a dovedit în ultimii 20 ani capacitatea de a estima  $V_{S30}$ : [37], [38], [39], fiind în prezent printre cele mai folosite metode pentru identificarea acestui parametru foarte important. Măsurarea caracteristicii  $V_{S30}$  este obligatorie în cazul construcțiilor din Categoria Geotehnică 3 și în special în cazul amplasamentelor situate în zone seismice.

Chiar dacă nu avem informații litologice pe amplasamentul pe care se realizează testul MASW și nu putem obține o distribuție exactă a vitezelor pe verticală, acest lucru are o influență neglijabilă când este vorba de calculul vitezei medii.

Cunoașterea chiar și estimativă a  $V_{S30}$  este un avantaj în planificarea lucrărilor de teren (tipul de teste in-situ, tipul utilajului de foraj, durata lucrărilor, etc.) în estimare tipului de încercări de laborator care urmează a fi efectuate, cât și mai ales în estimarea întregului cost al lucrărilor. În Fig. 10.2 este prezentat profilul vertical de distribuție al vitezei undelor de forfecare pentru un teren stâncos ce este caracterizat prin viteze de propagare de peste 800m/s, acest tip de amplasament necesitând tehnici de specifice de forare, prelevare și încercare a probelor, tehnici caracteristice rocilor tari (stâncoase). Fig. 10.3 prezintă variația pe verticală a vitezei undelor secundare pentru un amplasament de tip C ( $180 \text{ m/s} < V_{S30} < 360 \text{ m/s}$ ), caracterizat de viteze de propagare reduse ( $V_{S30} = 190 \text{ m/s}$ ). Pentru caracterizarea acestui tip de amplasament sunt necesare metode și tehnologii specifice investigării rocilor moi (pământurilor). Astfel, pot fi obținute economii semnificative prin planificarea adecvată a lucrărilor, pe baza unei investigații preliminare pentru măsurarea vitezei undelor secundare.

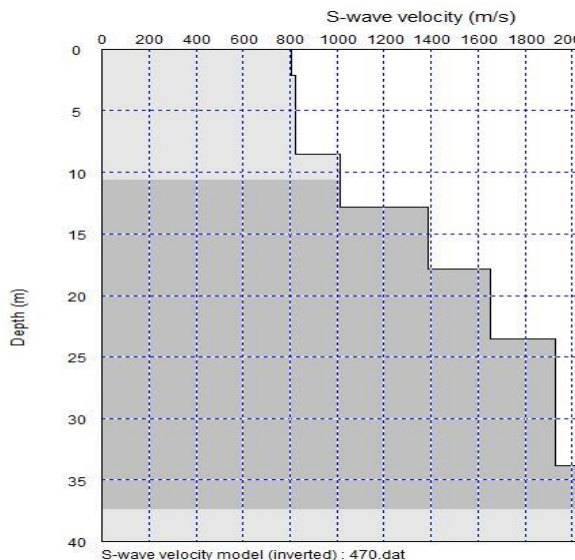


Fig. 10.2 Amplasament tip A ( $V_{s30}=1200\text{m/s}$ )

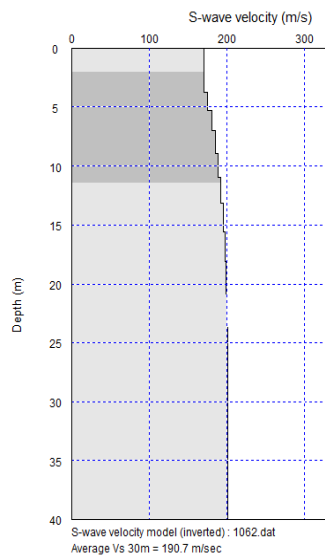


Fig. 10.3 Amplasament tip C ( $V_{s30}=190\text{m/s}$ )

Metoda MASW poate fi aplicată pe orice tip de suprafață (teren natural, umpluturi, pavele, platforme betonate, etc), rezultatele nefiind influențate de condiția suprafeței terenului.

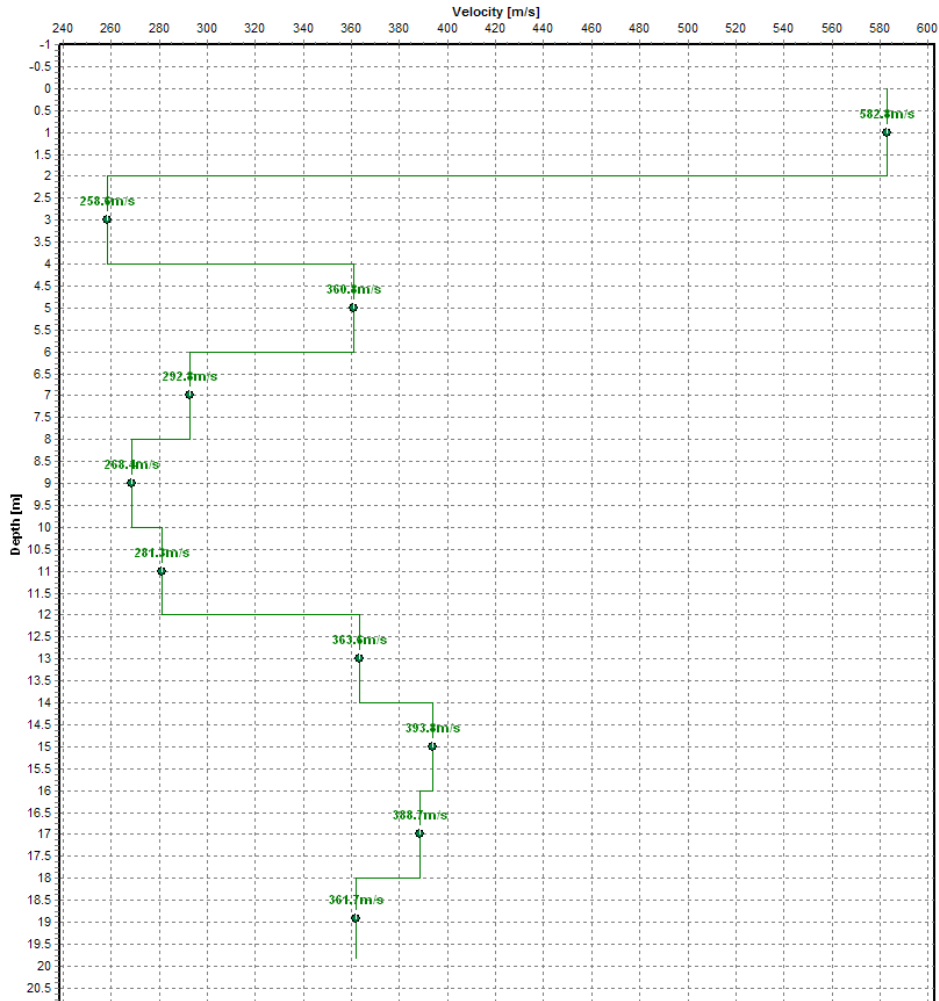
Folosind ca semnal util unda de suprafață care conține aproximativ 70% din energia generată în sursă (ciocan și placă) metoda se bucură de un raport semnal-zgomot foarte bun, putând fi utilizată cu succes și în zonele urbane.

## 10.2 Studiu comparativ MASW-SCPTu

Studiul prezintă o comparație între profilurile seismice verticale obținute prin măsurare directă (SCPTu) și prin metoda indirectă MASW. Încercările au fost realizate pe același amplasament (zona Universitate) la o distanță de 15m între ele, în două zile consecutive.

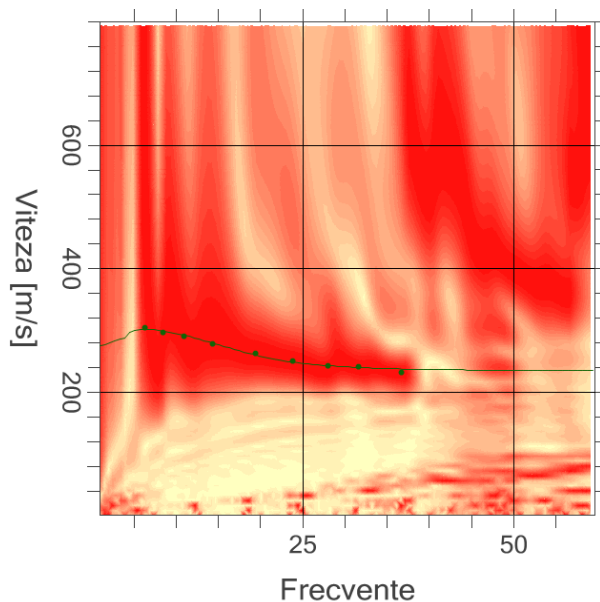
Încercările SCPTu au fost realizate folosind un con instrumentat cu diametrul de 35.7mm (aria bazei de  $10\text{cm}^2$ ) conectat la un sistem seismic de achiziție produs de compania Pagani. Conul a fost introdus în teren cu ajutorul unei prese hidraulice lestate de masa camionului de 30 de tone. Energia seismică a fost generată prin lovirea în plan orizontal a unei plăci

metalice presate pe suprafața terenului de unul dintre pistoanele de calare al camionului CPT, modelul rezultat în urma procesării înregistrărilor seismice fiind prezentat în Fig. 10.4.

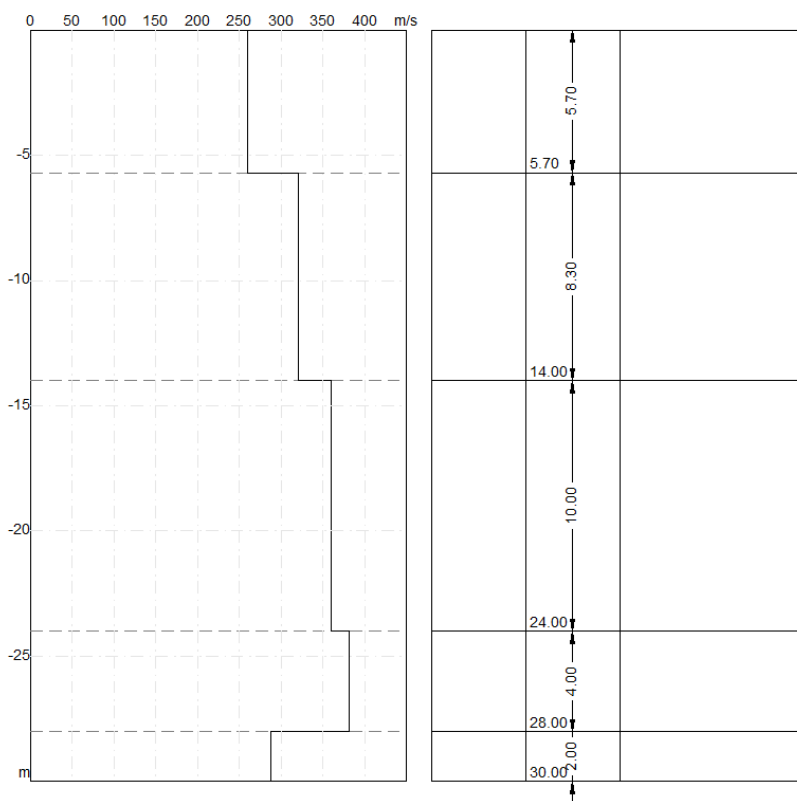


**Fig. 10.4: Profil seismic vertical (Vs) obținut prin metoda SCPTu**

Investigațiile seismice de tip MASW au fost realizate în ziua următoare încercării SCPTu, folosind un seismograf cu 24 de canale active. Dimensiunile restrânse ale amplasamentului au limitat lungimea profilului seismic la 46 m (24 de geofoane la inter-distanță de 2 m). Curba de dispersie obținută în urma procesării datelor și modelul de viteze rezultat sunt prezentate în Fig. 10.5 și Fig. 10.6.



**Fig. 10.5** Curba de dispersie caracteristică înregistrării seismice



**Fig. 10.6** Profil seismic vertical ( $V_s$ ) obținut prin metoda MASW

### 10.3 Concluzii

Prin compararea celor două profiluri obținute (Fig. 10.6) se poate observa o corelare semnificativă între acestea, variația medie dintre vitezele înregistrate fiind de sub 20m/s (sub 10%), iar în cazul în care s-ar calcula viteza medie pe primii 20m,  $V_{S20}$  se obțin valori foarte apropiate.

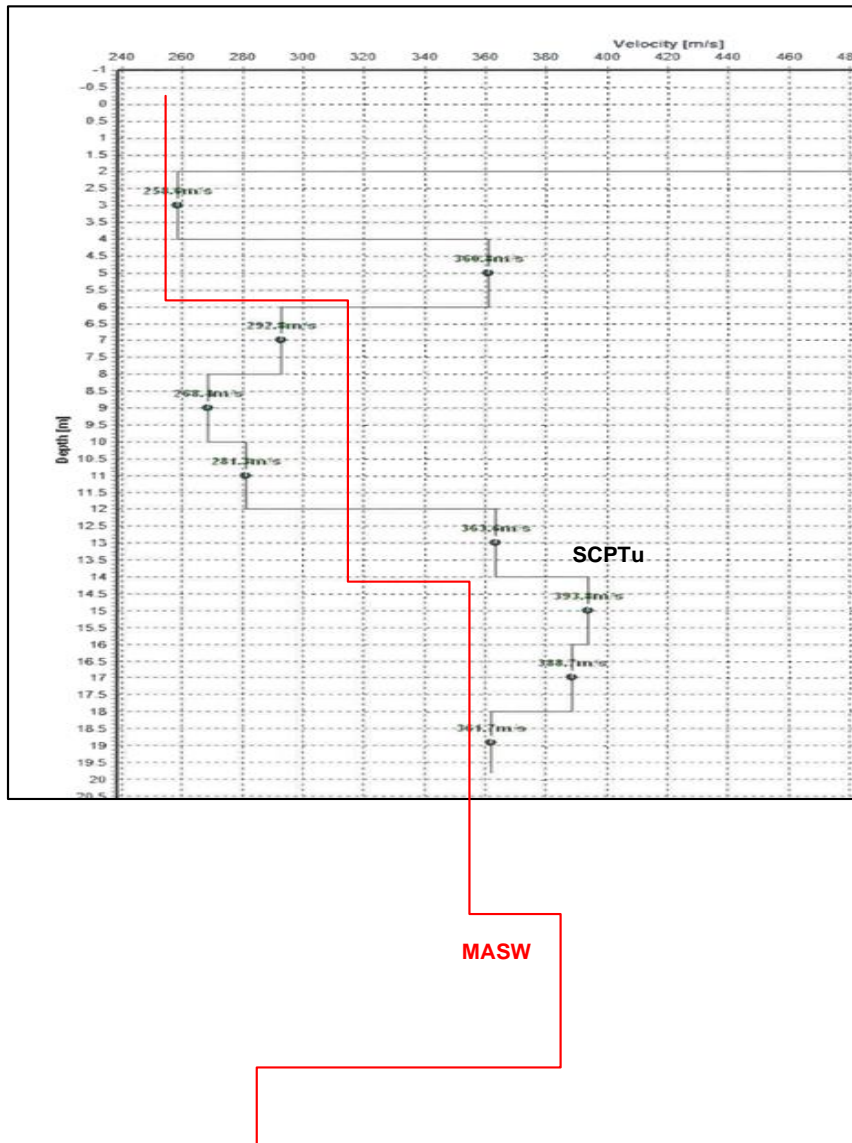


Fig. 10.6. Profiluri seismice verticale ( $V_s$ ) obținute prin metoda SCPTu (negru) și MASW (roșu)

Se constată că variațiile vitezei în cazul măsurărilor SCPTu sunt foarte mari, acestea fiind puternic influențate de variațiile locale ale proprietăților mecanice. Prin metoda MASW se obțin parametri medii pentru întreaga întindere de geofoane (în cazul acesta 46m) obținându-se o estimare mai pertinentă a vitezelor în raport cu adâncimea.

Din cauza interceptării unui strat de pietriș îndesat care nu a putut fi penetrat de SCPTu a trebuit să se finalizeze testul la adâncime de 20 m, cu 10 m mai puțin față de adâncimea estimată prin metoda MASW.



## **Capitolul 11. Utilizarea investigațiilor seismice de suprafață pentru identificarea stratificației de calcul**

Studiu de caz Calea Dorobanților, Cluj-Napoca, jud. Cluj

### **11.1 Descrierea amplasamentului și investigații de teren**

Amplasamentul studiat este situat în municipiul Cluj-Napoca, la contactul între trei mari unități geografice: Câmpia Transilvaniei, Podișul Someșan și Munții Apuseni. Din punct de vedere geologic, regiunea este caracterizată de marne peste care apar strate aluvionare de vârstă cuaternară, formate din pietrișuri cu nisipuri peste care s-au depus argile nisipoase – nisipuri argiloase.

Investigațiile geotehnice de teren au costat în 10 foraje geotehnice cu adâncimi de 20.00m și 10 penetrări dinamice de tip PDG, cu adâncimi cuprinse între 7.50m și 16.00m. În scopul determinării modului de forfecare în domeniul deformațiilor mici a terenului ( $G_0$ ), pe baza vitezei de propagare a undelor de forfecare ( $V_s$ ) a fost realizat un profil de investigare seismică de suprafață, dispus conform Fig. 11.1. Lungimea profilului a fost de aproximativ 69.00m, având 24 de receptori verticali la o inter-distanță de 3.00m.





**Fig. 11.1** Dispunerea punctelor de investigație în amplasament

Pe baza forajelor geotehnice a fost identificată punctual litologia amplasamentului, constând în:

- Orizont antropic compus din umplutură coezivă negricioasă, cu grosimea de 0.0-3.0m;
- Orizont aluvionar grosier: pietriș / pietriș cu nisip, mediu îndesat la îndesat, ce se extinde până la 9.00 ÷ 12.80m;
- Orizont coeziv: marnă cenușie, vârtoasă la tare; acest strat fiind interseptat până în baza forajelor geotehnice realizate.

Ținând cont de deschiderile amplasamentului, precum și de variațiile cotelor, a fost realizat un singur profil seismic, conform Fig. 11.1, care acoperă stratificația medie a zonei cuprinse între punctele F01 ÷ F06. Din acest motiv, la prelucrarea datelor primare obținute nu s-a ținut cont de datele obținute din restul forajelor geotehnice și încercărilor in-situ.

## 11.2 Rezultate obținute

Energia seismică a fost generată la o distanță de 12 m față de ambele capete ale profilului, obținându-se astfel două înregistrări distincte care au fost procesate individual prin metoda MASW. În acest mod au rezultat două variații independente, însă similare atât din punct de vedere al adâncimii stratificației identificate, cât și al rigidității acestora, denumite în continuare – MASW1, respectiv MASW2. Procesarea înregistrărilor a fost făcută cu ajutorul programului EasyMASW (Geostru), curbele de dispersie selectate și modelele de distribuție a vitezei undelor de forfecare fiind prezentate în Fig. 11.2 ÷ Fig. 11.5.

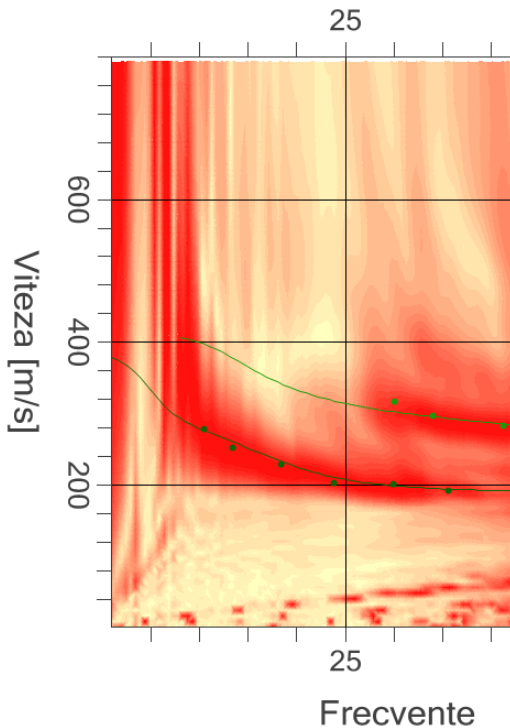


Fig. 11.2 Curbele de dispersie selectate în cazul profilului MASW1

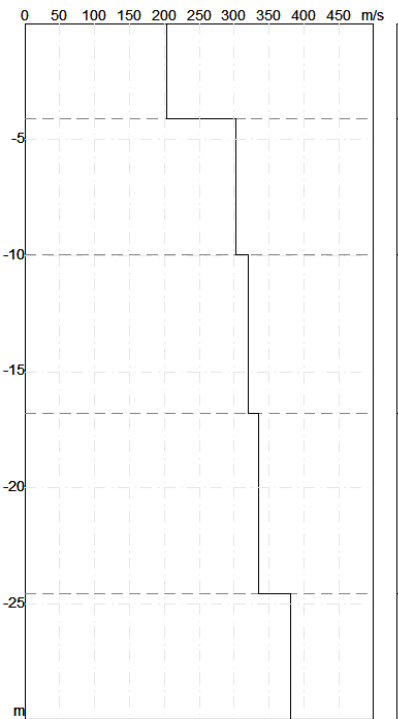
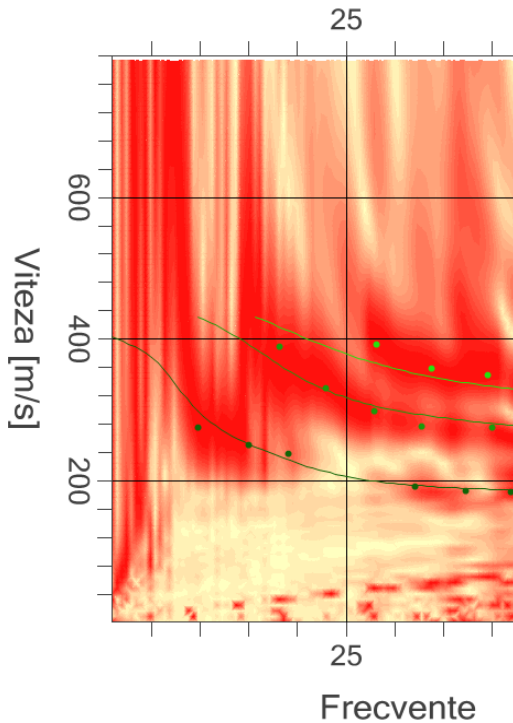
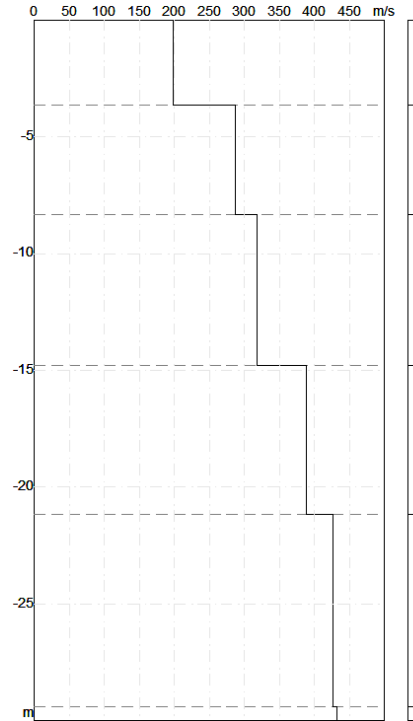


Fig. 11.3 Profil de viteze  $V_s$  obținut în urma procesării profilului MASW1

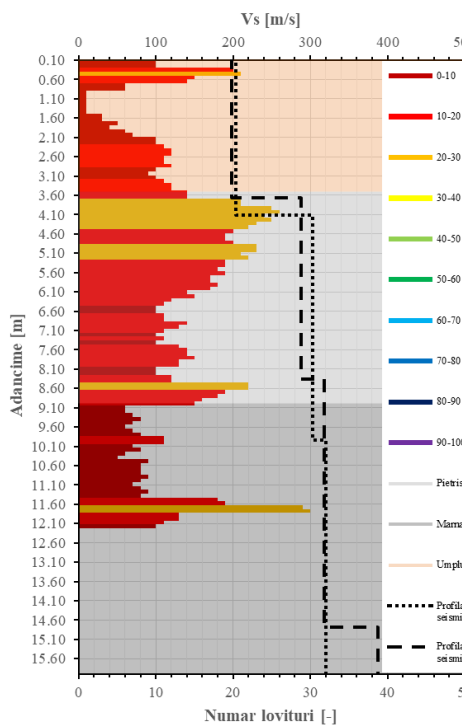


**Fig. 11.4** Curbele de dispersie selectate în cazul profilului MASW2

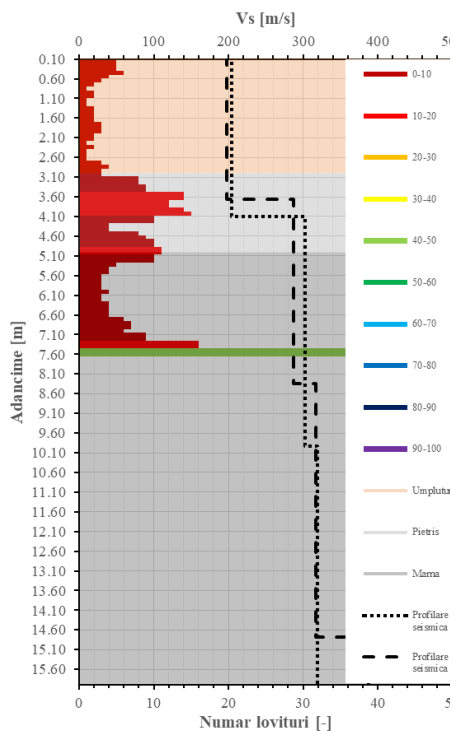


**Fig. 11.5** Profil de viteze Vs obținut în urma procesării profilului MASW2

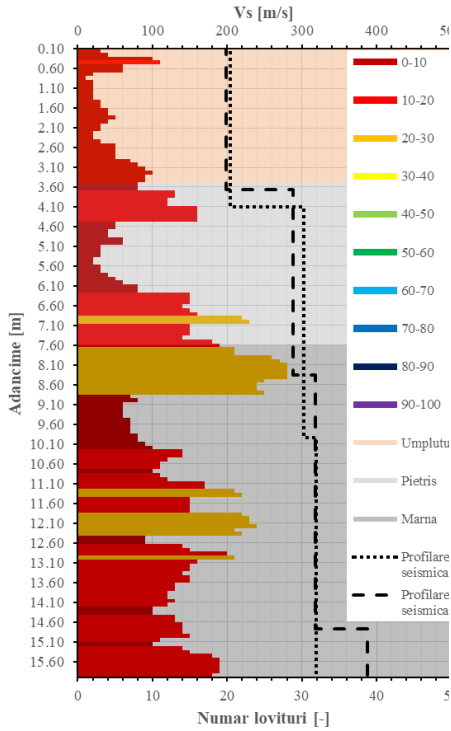
În vederea determinării gradului de încredere asupra rezultatelor obținute pornind de la ipoteza că rigiditatea unui strat de pământ, determinată indirect prin intermediul Penetrărilor Dinamice Grele (regim dinamic) este proporțională cu variația vitezelor secundare prin același material, au fost realizate suprapunerile din Fig. 11.6 ÷ Fig. 11.11, care cuprind: litologia identificată și valorile de penetrare aferente perechii de foraj geotehnic și încercare de Penetrare Dinamică Grea, respectiv cele două profiluri seismice.



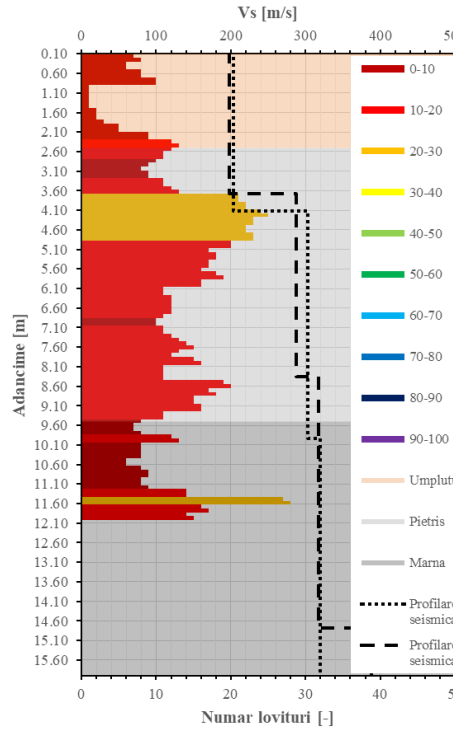
**Fig. 11.6:** Coloana litologică aferentă F01, suprapusă cu rezultatele PDG01 și profilul mediu MASW



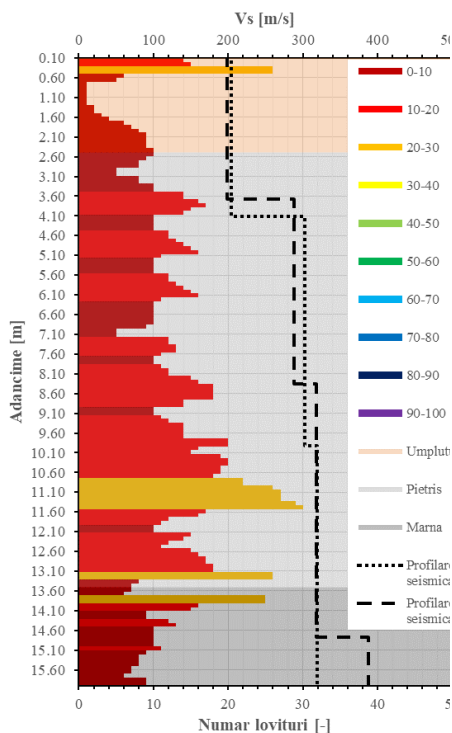
**Fig. 11.7:** Coloana litologică aferentă F02, suprapusă cu rezultatele PDG02 și profilul mediu MASW



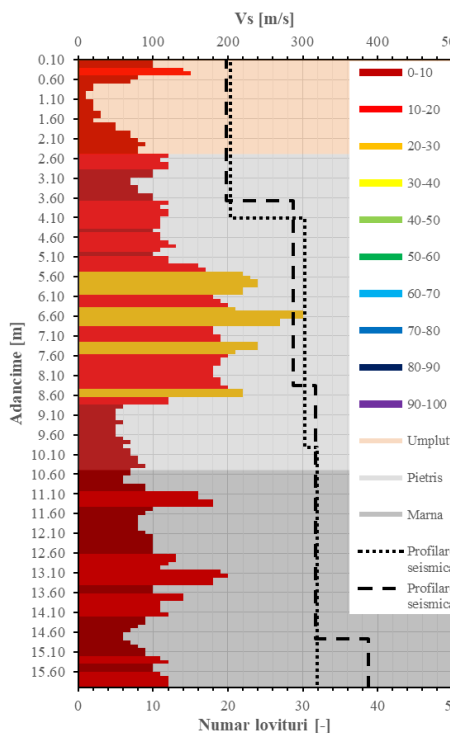
**Fig. 11.8:** Coloana litologică aferentă F03, suprapusă cu rezultatele PDG03 și profilul mediu MASW



**Fig. 11.9:** Coloana litologică aferentă F04, suprapusă cu rezultatele PDG04 și profilul mediu MASW



**Fig. 11.10: Coloana litologică aferentă F05, suprapusă cu rezultatele PDG05 și profilul mediu MASW**



**Fig. 11.11: Coloana litologică aferentă F06, suprapusă cu rezultatele PDG06 și profilul mediu MASW**

### 11.3 Discuții și concluzii

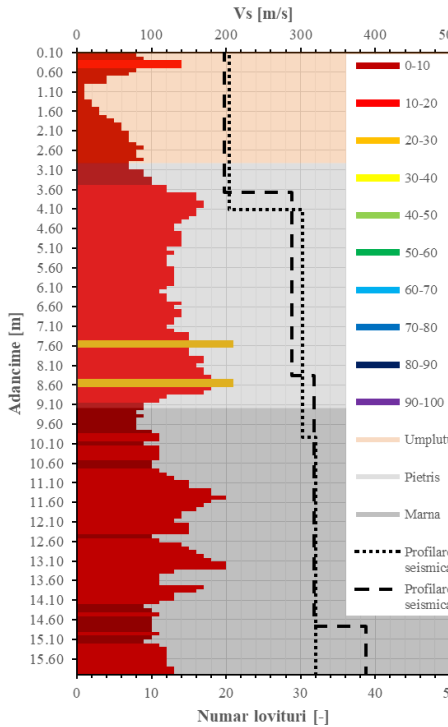
În urma analizei datelor obținute, prin prisma suprapunerii în cât mai mare măsură a informațiilor geotehnice și geofizice disponibile, au rezultat următoarele concluzii:

- a) stratificația identificată prin intermediul forajelor geotehnice este are un grad mare de corelare cu rezultatele PDG, în limite rezonabile generate de eterogeneitatea terenului și de variația litologiei în domeniul de distanțe orizontale dintre cele două metode de investigare de  $\pm 2.00 \dots 5.00\text{m}$ ;
- b) schimbările de rigiditate observate prin intermediul metodei MASW prezintă o foarte bună corelare cu unele dintre punctele de investigare geotehnică, însă variabilitatea terenului în plan și adâncime, generează neconcordanțe față de alte puncte ; ținând cont de metodologia realizării profilării geo-seismice, precum și a

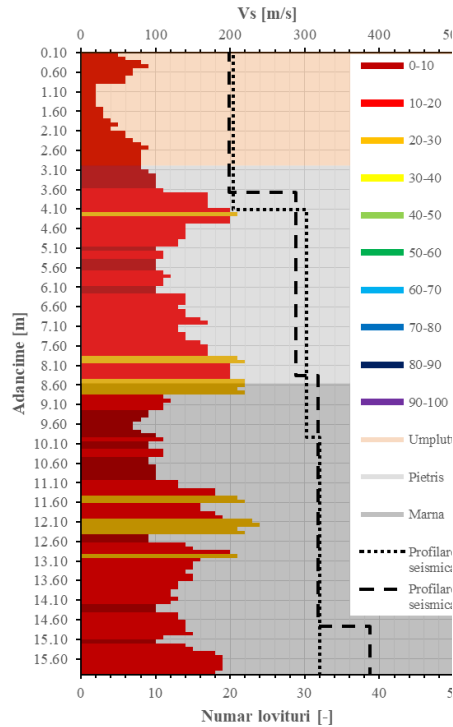
prelucrării de tip MASW, profilurile obținute reprezintă **medieri litologice pe direcția dispozitivului utilizat**;

- c) se observă o corelare strânsă între natura necoezivă sau coezivă a stratelor și necesarul de energie pentru a penetra dinamic stratul (număr de lovituri pentru o lungime constantă);
- d) metoda MASW nu face distincție clară între cele două tipuri majore de pământ (pietriș cu nisip, respectiv marnă, în cazul de față), deoarece viteza undelor secundare prin cele două medii are o variație redusă, funcție de compactitatea materialului, respectiv de conexiunile dintre particule și de natura acestora.

În vederea estimării corectitudinii concluziei de la punctul b), au fost realizate două profilări geotehnice medii: unul realizat între toate cele șase puncte de investigare între care a fost desfășurat profilul geo-seismic, respectiv un al doilea, care să surprindă litologia medie a forajelor F03 și F04, reprezentative pentru o mare parte din lungimea dispozitivului geofizic considerat. Pe baza Fig. 11.12 și Fig. 11.13, se poate observa o creștere substanțială a gradului de corelare între MASW și informațiile geotehnice, în special considerând media generală a punctelor de investigare  $F / PDG01 \div F / PDG06$ .



**Fig. 11.12: Coloana litologică medie aferentă F01 ÷ F06, suprapusă cu rezultatele PDG01 ÷ PDG06 și profilul mediu MASW**



**Fig. 11.13: Coloana litologică medie aferentă F03&F04, suprapusă cu rezultatele PDG03&PDG04 și profilul mediu MASW**

Metoda MASW face posibilă estimarea **vitezelor medii de propagare** a undelor de forfecare în lungul profilului analizat, respectiv această metodă implementată cu o tehnică adecvată ajută la stabilirea unei stratificații medii de calcul, nefiind sensibilă la mici variații locale ce pot fi evidențiate în foraj sau pe baza încercărilor in situ punctuale.

Din graficele prezentate se observă o oarecare neconcordanță între numărul mediu de lovituri și viteza medie a undelor, între stratul de marnă și cel de pietriș. Deși în marnă au fost înregistrate valori mai mici ale numărului de lovituri, viteza undelor a avut o ușoară creștere. Pentru a interpreta aceste observații, au fost utilizate relațiile descrise de [22], care prezintă corelații între numărul de lovituri SPT și viteza undelor seismice de forfecare în diferite materiale:



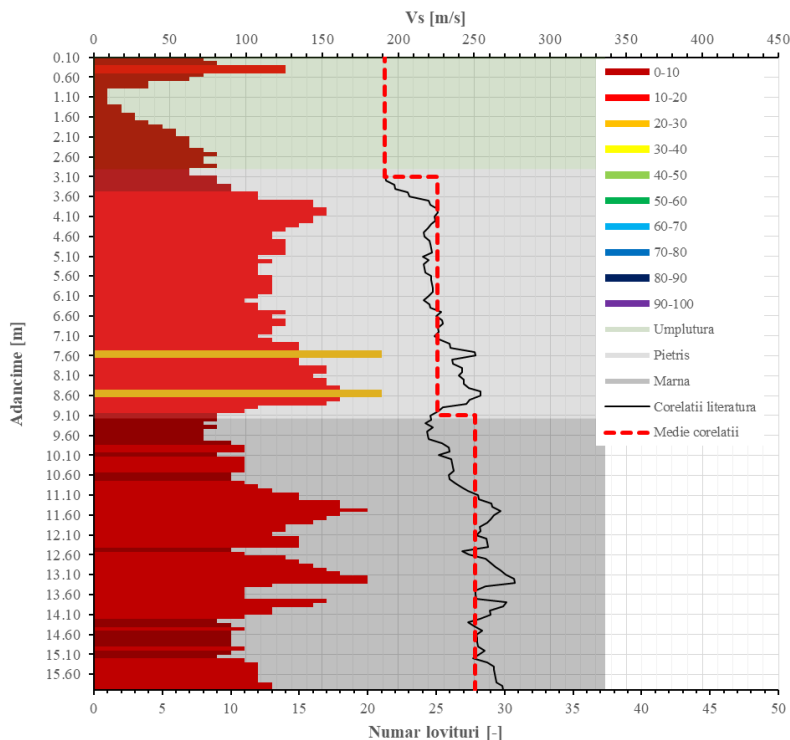
$$V_s = 1.12 \cdot 26 \cdot N_{SPT}^{0.17} \cdot \sigma'_v{}^{0.32} \text{ pentru argile și prafuri pre-holocene} \quad (11.1)$$

$$V_s = 53 \cdot N_{SPT}^{0.19} \cdot \sigma'_v{}^{0.18} \text{ pentru pietrișuri holocene} \quad (11.2)$$

Trecerea de la numărul de lovituri  $N_{DPH}$  la  $N_{SPT}$  a fost realizată cu relația descrisă de Spagnoli (2008):

$$N_{DPH_{10}} = 0.5 \cdot N_{SPT} \quad (11.3)$$

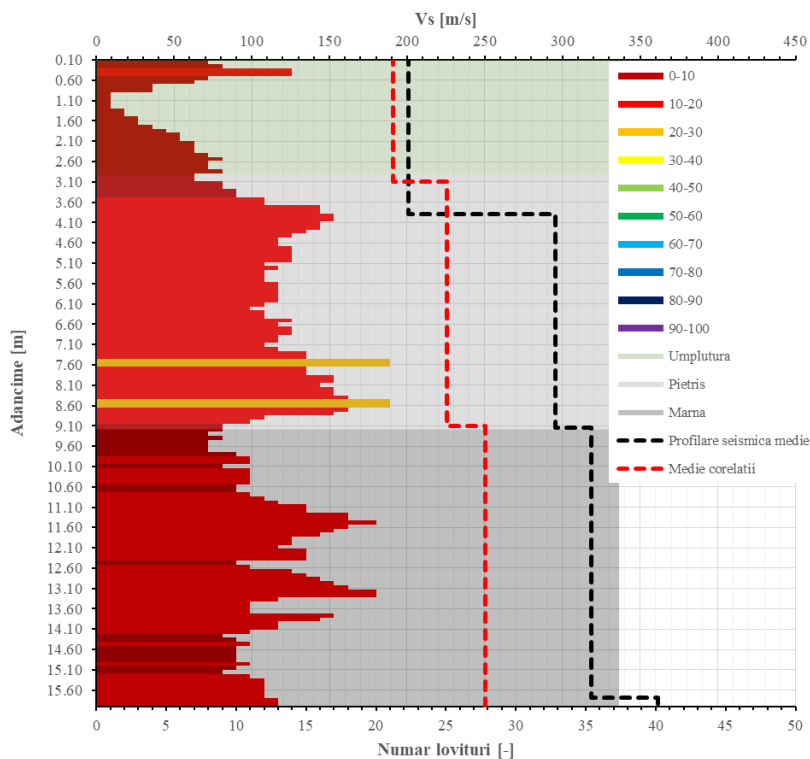
Astfel, pe baza relațiilor descrise mai sus, a fost realizată o estimare a vitezelor undelor de forfecare în comparație cu profilul mediu DPH. În Fig. 11.14 se poate observa că la trecerea în stratul de marnă, deși numărul de lovituri DPH scade, viteza undelor secundare crește.



**Fig. 11.14:** Corelații între DPH și  $V_s$  pe profilul mediu, calculate pe baza relațiilor din literatură

În Fig. 11.15 este prezentată o comparație între rezultatele obținute prin corelații din literatură (valori medii pe strat) și rezultatele obținute prin măsurările MASW.

Se confirmă creșterea vitezei în stratul coeziv, deși rezistența la penetrare dinamică scade.



**Fig. 11.15** Comparație între corelații din literatură și rezultatele MASW



## Bibliografie

- [1] Ministerul Dezvoltării Regionale și Administrației Publice, *NP 074-2014 Normativ privind documentațiile geotehnice pentru construcții*, 2014.
- [2] S. Kumari, M. Israil, S. Mittal și J. Rai, „Soil characterization using electrical resistivity tomography and geotechnical investigations,” *Journal of Applied Geophysics*, 2009.
- [3] O. Yilmaz, „Applications of engineering seismology in urban areas,” *The Leading Edge*, vol. 32, nr. 3, 2013.
- [4] D. Ioane, *Geofizica pentru mediu*, București: Verghiliu, 2006.
- [5] M. Dobrin, *Introduction to Geophysical Prospecting*, McGraw, 1976.
- [6] J. Reynolds, *An introduction to applied and environmental geophysics*, West Sussex: John Wiley & Sons, 1997.
- [7] S. Giovanni, „An Empirical Correlation Between Different Dynamic Penetrometers,” *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, vol. 13, p. 10, 2008.
- [8] D. K. Butler, J. Llopis și C. Deaver, „Comprehensive geophysical investigation of an existing dam foundation,” *The Leading Edge*, pp. 10-18, 1989.
- [9] A. Roy, „Ambiguity in geophysical interpretation,” *Geophysics*, 1962.
- [10] ASTM International, *ASTM D7400 / D7400M-19, Standard Test Methods for Downhole Seismic Testing*, West Conshohocken, 2019.
- [11] ASTM International, *ASTM D4428 / D4428M-14, Standard Test Methods for Crosshole Seismic Testing*, West Conshohocken, 2014.
- [12] A. E. H. Love, „Theory of the propagation of seismic waves,” în *Some problems of geodynamics*, Cambridge, Univ. Press, 1911, pp. 159-194.

- [13] I. A. Viktorov, Rayleigh and Lamb waves: physical theory and applications, Plenum Press, 1970.
- [14] J. Milsom, Field geophysics, John Wiley and Sons, 2003.
- [15] G. V. Keller, „Dipole Method for Deep Resistivity Studies,” *Geophysics*, vol. 31, nr. 6, 1966.
- [16] R. L. Stoll, The analysis of eddy currents, Oxford University Press, 1974.
- [17] F. a. W. G. Grant, Interpretation Theory in Applied Geophysics, New York: McGraw-Hill, 1965.
- [18] M. Ivan, Magnetic Prospecting (in Romanian), București: Universitatea din București, 1994.
- [19] H. M. Mooney, Handbook of Engineering Geophysics, vol. I: Seismic, Minneapolis: Bison Instruments, 1984.
- [20] H. M. Mooney, Handbook of Engineering Geophysics, vol. II: Electrical Resistivity, Minneapolis: Bison Instrument, 1984.
- [21] S. H. Ward, Geotechnical and Environmental Geophysics, Okla: Society of Exploration Geophysicists, 1990.
- [22] B. R. Wair, „Guidelines for Estimation of Shear Wave Velocity,” Pacific Earthquake Engineering Research Center California, 2012.
- [23] D. M. McCamm, Modern Geophysics in Engineering Geology, London: The Geological Society, 1997.
- [24] R. C. Benson, „An Overview of Methods and Strategies Assessing Subsurface Geologic Conditions and Structural Testing of Roads and Bridges,” în *the First International Conference on the Application of Geophysical Methodologies and NDT to Transportation Facilities and Infrastructure*, St. Louis, 2000.
- [25] J. F. S. P. H. K. Wightman W E, Application of Geophysical Methods to Highway Related Problems, Washington: Federal Highway Administration, 2003.
- [26] ASTM International, *ASTM D6429-99(2011)e1, Standard Guide for Selecting Surface Geophysical Methods*, West Conshohocken, 2011.
- [27] P. C. Sirles, „Use of Geophysics for Transportation Projects,” The National Academies Press, Colorado, 2006.
- [28] M. H. Loke, RES2DINV ver. 3.55, Rapid 2D resistivity and IP inversion using the least-squares method. Software Manual, 2006.
- [29] L. Marescot, Imagerie électrique pour géologues. Acquisition, traitement, interprétation, 2008.

- [30] W. Telford, L. Geldar și Sheriff, *Applied Geophysics-Second Edition*, Cambridge University Press, 1990.
- [31] I. Panea, *Seismica de explorare - Note de curs*, București, 2013.
- [32] D. Enescu și T. Orban, *Prospecțiuni seismice*, Bucuresti, 1979.
- [33] E. Á. Ólafsdóttir, *Multichannel Analysis of Surface Waves. Methods for dispersion analysis of surface wave data*, 2014.
- [34] D. A. Keiswetter și D. Steeples, „A field investigation of source parameters for the sledgehammer,” *GEOPHYSICS*, 1995.
- [35] G. P. Constantinescu, *Captările de apă din Romania*, București: Editura tehnică, 1980.
- [36] G. E. Archie, „The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics,” *Journal of Petroleum Technology*, 1942.
- [37] C. B. Park și R. D. Miller, „Multichannel analysis of surface waves,” *GEOPHYSICS*, vol. 64, 1999.
- [38] A. I. Kanli și T. Peter, „VS30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey,” *Geophysics*, 2006.
- [39] C. Park, „MASW Analysis of Bedrock Velocities ( $V_s$  and  $V_p$ ),” *SEG annual meeting (Dallas, Texas)*, 2016.