

## Descrierea caracteristicilor corpurilor de apă subterană

Față de analiza efectuată în ciclurile anterioare de implementare, în vederea actualizării Planului de Management al Bazinelor Hidrografice 2022 – 2027, în baza Studiilor hidrogeologice suport pentru implementarea în România a prevederilor referitoare la apele subterane din Directiva Cadru Apa 2000/60/EC și Directiva Ape Subterane 2006/118/EC, în baza datelor hidrogeologice din Rețeaua Hidrogeologică Națională și pentru completarea caracterizării corpurilor de apă subterană, a fost elaborat modelul conceptual și cel matematic de curgere al apei subterane.

În Administrația Bazinală de Apă Jiu au fost delimitate și sunt administrate șase corpuri de apă subterană.

Pentru două corpuri de apă subterană a fost realizat modelul conceptual în trei etape și modelul de curgere al acviferului freatic utilizând pachetul Modflow din cadrul programului FREEWAT.

Etapele de realizare ale modelului conceptual sunt:

- schematizarea spațială care s-a concretizat într-un model tridimensional al stratelor poros-permeabile din cadrul corpului de apă subterană și harta cu izohipsele culcușului acviferului freatic din care rezultă cota absolută a culcușului acviferului și valoarea minimă a altitudinii suprafeței topografice;
- schematizarea parametrică în care s-a studiat variația spațială a parametrilor caracteristici acviferului;
- schematizarea hidrodinamică a corpului de apă subterană care permite identificarea direcțiilor de curgere locale, respectiv regionale, și analiza variației gradientului hidraulic, iar rezultatele aplicării acestuia se regăsesc în cele de mai jos.

### Corpul de apă subterană ROJ101 Câmpu lui Neag – Petrila - Depresiunea Petroșani

Corpul de apă subterană freatică și de adâncime din Depresiunea Petroșani este de tip fisural, fiind acumulat în conglomerate, gresii, marne și argile șistoase, de vârstă burdigaliană, din alcătuirea bazinului sedimentar Petroșani. Acest bazin prezintă o structură de sinclinal orientat pe direcția V-E, axul fiind situat la N de Jiul de Vest (Jiul Românesc). La E de localitatea Vulcan, bazinul prezintă structura unui sinclinoriu. Anticlinalul median (anticlinalul Slătinoarei) separă spre E două sinclinale de mai mică amploare: la N, sinclinalul Petrila, iar la S, sinclinalul Sălătruc. Bazinul a fost afectat de numeroase falii longitudinale, dezvoltate pe marginile sale. De asemenea, apar o serie de falii transversale, dintre care cele mai importante sunt cele din zona Petrila.

Depozitele burdigaliene acvifere sunt parțial neacoperite, parțial acoperite de sol sau de diferite tipuri genetice de depozite cuaternare (fluviale, aluviale, deluviale, coluviale, eluviale, etc.). Infiltrația eficace este de 315 – 472,5 mm/an, gradul de protecție fiind puternic nesatisfăcător. Debitul izvoarelor oscilează între 0,14 și 6 l/s. Alimentarea corpului se face din zona de ramă, fiind predominantă din apele de suprafață, la care se adaugă și aportul din precipitații.

Corpul de apă subterană ROJ101, cu dezvoltare în zonă dominant montană pentru care a fost întocmită harta utilizării terenului (prin programul Corine Land Cover 2000) (Figura 4.1.1.1), are suprafața acoperită într-o proporție mai mică (45%) de suprafețe agricole.

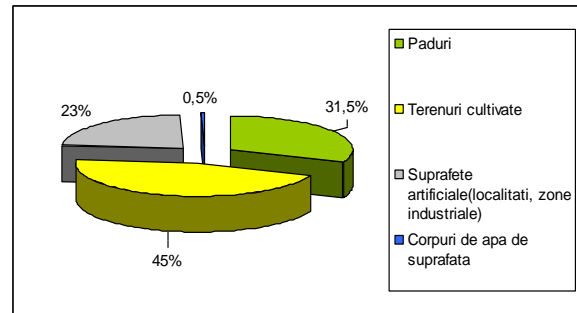
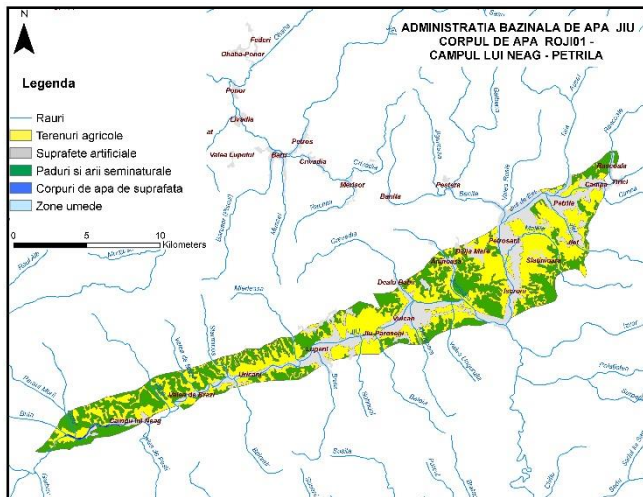


Figura 4.1.1.1 Utilizarea terenului pentru corpul de apă subterană ROJ101

### Corpul de apă subterană ROJ102 - Cloșani – Baia de Aramă - Podișul Mehedinți

Corpul de apă subterană freatică și de adâncime Cloșani – Baia de Aramă din Podișul Mehedinți este de tip carstic-fisural, fiind acumulat în calcare, marnocalcare, gresii și conglomerate, de vârstă jurasic-cretacică, ale Autohtonului Danubian și ale Pânzei de Severin. Depozitele jurasic-cretacice acvifere prezintă continuitate pe sub petecul de cristalin de la N de Baia de Aramă, care aparține Pânzei Getice (Seria de Sebeș – Lotru, de vârstă precambrian superioară).

Depozitele jurasic-cretacice sunt afectate de două falii cu decroșări importante, ambele orientate V-E: în centru, falia Obârșia Cloșani și, în sud, falia Izverna-Ponoarele-Baia de Aramă. Depozitele sunt parțial neacoperite, parțial acoperite de sol, de diferite tipuri genetice de depozite cuaternare (aluviale, fluviale, deluviale, coluviale, eluviale etc.). Infiltrația eficace este 472,5 – 630 mm/an, gradul de protecție fiind puternic nesatisfăcător. Descărcările prin izvoare au indicat debite de 32,5 – 254,6 l/s. Acest corp este alimentat din precipitații și din pierderi în subteran ale apelor de suprafață.

Pe parcursul realizării celui de-al doilea Plan de Management Bazinal a fost completată caracterizarea acestui corp de apă subterană.

Imaginea structurală majoritar acceptată pentru zona Motru Sec - Baia de Aramă este aceea a unui sinclinal cu depozite calcaroase pe flancuri și formațiuni impermeabile ale pânzelor de Severin și Getică în axă (Pop și al. 1975), profunzimea atinsă de calcare fiind de 1000 m (Figura 4.1.1.2). Diaconu (1989) a elaborat o nouă ipoteză asupra structurii. Conform acestei ipoteze grosimea pânzelor din axul sinclinalului este mult mai mică (Figura 4.1.1.3).

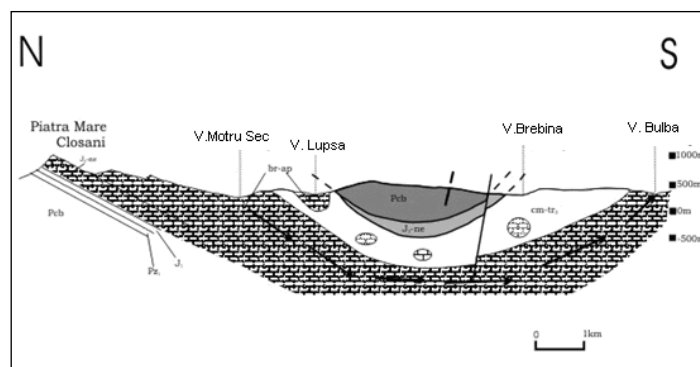


Figura 4.1.1.2 Secțiune geologică în zona Motru Sec – Baia de Aramă (după Pop și al., 1975)

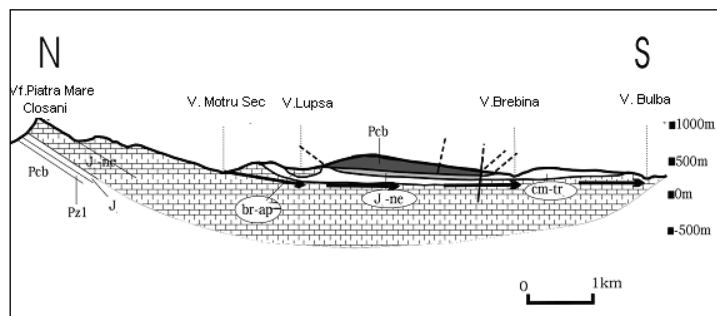


Figura 4.1.1.3 Secțiune geologică în zona Motru Sec – Baia de Aramă (după Diaconu, 1989, modificată de Rotaru, 2008)

În fâșia sudică de calcare situația este opusă față de partea nordică. Izvoarele sunt numeroase și cu debite mari. A fost inventariat un număr de 43 de surse (Goran, 1978). Ele apar, în majoritate, pe malul stâng al pârâului Bulba (Figura 4.1.1.4). Dintre aceste izvoare le menționăm pe cele mai importante, după cum urmează :

1. *Estavela Bulba Amonte*. Este un fenomen carstic ce funcționează în dublu sens. La viituri funcționează ca izvor cu debite de până la 25 l/s, iar în perioade de secetă funcționează ca ponor, primind o parte din apele pârâului Bulba.

3. *Izvorul Bulba Aval* cu debite de până la 35 l/s.

5. *Izvorul de la Icoană*. Împreună cu izvoarele 1 - 4 apare dintr-o fisură la baza unui perete calcaros. Izvoarele 3 - 5 sunt captate, apele lor fiind folosite pentru păstrăvăria din Baia de Aramă. Are debite maxime approximate de până la 100 l/s.

Sursele sistemului se situează în banda calcaroasă din proximitatea orașului Baia de Aramă. Se cunosc peste 15 surse cu debite medii între 1 și 200 l/s.

6. *Izvorul Bolborosul*. Apare pe pârâul lui Berilă la circa 400 m amonte de confluența cu pârâul Bulba de sub o îngrămădire de blocuri de calcar. Are debite între 6 și 85 l/s și este captat.

7. *Izvorul de la Păstrăvărie*. Apare pe același pârâu al lui Berilă la aproximativ 200 m amonte de confluență.

9. *Izvorul Abator*. Are debite între 60 și 300 l/s și apare în patul aluvionar al luncii pârâului Bulba în versantul stâng al văii.

10. Captarea de la confluența pârâului Mânăstirii cu pârâul Bulba cu un debit de 7 l/s care alimentează fântâna de la Biserică.

11. *Izvorul Rece*. Are debite între 35 și 115 l/s.

12. *Izvorul Muncelul*. Are debite între 70 și 500 l/s. Apare în patul aluvionar al Brebinei amonte de confluența acesteia cu pârâul Bulba în versantul drept al văii.

13. *Izvorul Ovid*. Are debite între 65 și 600 l/s. Ca și izvorul Muncelul apare în patul aluvionar al Brebinei însă, spre deosebire de acesta, în versantul stâng al văii.

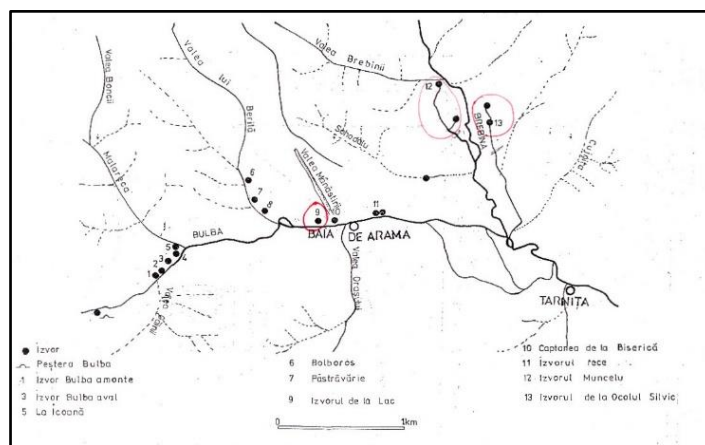


Figura 4.1.1.4 Schița localizării izvoarelor din zona Baia de Aramă (după Goran, 1978).

Direcțiile de drenaj figurate pe schița hidrogeologică (Figura 4.1.1.5) și ale căror parametri principali sunt prezentați tabelul 4.1.1.1 au fost stabilite prin patru experimente de trasare:

- Trasarea care a pus în evidență legătura hidrogeologică dintre pierderea de pe valea Gorganul și izvoarele de la confluența pâraului Bulba cu pâraiele Malareca (Izvorul de la Icoană) și Berilă (Izvorul Bolboros) a fost realizată de Slăvoacă și al. în 1970. Autorii au folosit ca traser  $^{131}\text{I}$ , acesta fiind detectat în izvoare după 96 de ore de la injectare. Viteza medie de tranzit a fost de 1750 m/zi pentru o distanță în linie dreaptă de 7 km (Slăvoacă și al., 1985).

- Aceiași autori au realizat și trasarea Motru Sec - Baia de Aramă, traserul fiind de această dată In-EDTA. Pierderile din Motru Sec au fost apreciate la 100 l/s iar lansarea a fost făcută în amonte de satul Motru Sec. Traserul a fost detectat în izvoarele Muncelul și Bolboros după 120 ore, perioada medie de tranzit fiind de 206 ore pentru ambele izvoare. Viteza medie de tranzit a fost de 1400 m/zi. De menționat că această trasare a constituit prima dovadă a continuității calcarelor Autohtonului Danubian pe sub depozitele Pânzei de Severin și Getică. Viteza mare de tranzit a apei dovedită de aceste trasări pune sub semnul întrebării interpretarea conform căreia depozitele calcareose se afundă până la mai mult de 500 m sub depozitele Pânzei Getice.

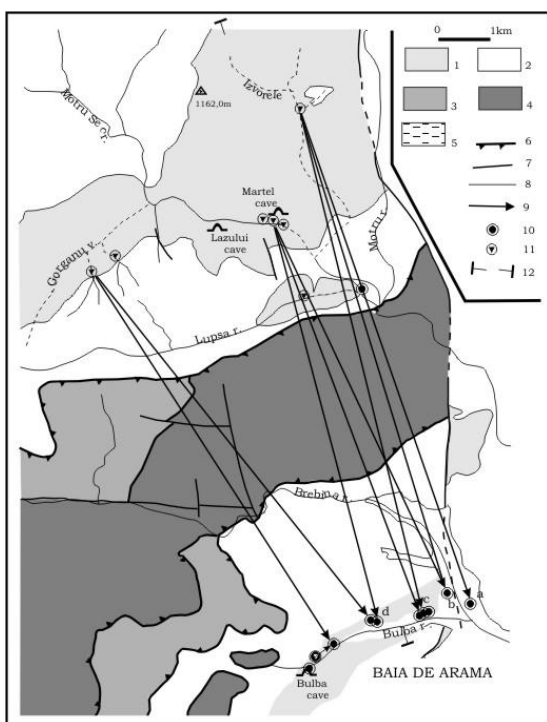


Figura 4.1.1.5 Schița hidrogeologică a zonei Motru Sec-Baia de Aramă:

1. formațiuni carstice ale Autohtonului Danubian;
2. formațiuni necarstice ale Autohtonului Danubian;
3. Pânza de Severin;
4. Pânza Getică;
5. Depozite cuaternare;
6. șariaj;
7. falie;
8. limită geologică;
9. direcția de curgere a apelor subterane stabilită prin marcări cu trasori;
10. izvoare: a) Ovid; b) Muncelul; c) Abator; d) Bolboros; e) La Icoană; f) Bulba Amonte;
11. ponoare;
12. Secțiuni geologice (după Lurkiewicz și al., 1991 modificată).

- Diaconu și Gașpar au realizat în 1989 (în Diaconu, 1989) trasarea ponorului din valea Izvoarele, traserul fiind identificat tot în izvoarele de la Baia de Aramă. Ponorul din valea Izvoarele se constituie astfel în cel mai nordic punct de pătrundere organizată a apelor în hidrostructură.

- Marcarea estavelei Bulba Amonte a fost realizată de Povară (1992), traserul apărând după 52 ore de la lansare în izvorul de la Icoană. Traserul folosit a fost fluoresceina.

Tabelul 4.1.1.1 Caracteristicile experimentelor de trasare în sistemul carstic Motru Sec – Baia de Aramă

Ponor Sursa	Gorganul Data: iulie 1970			Motru Sec Data: 4.10.1983			Izvoarele Data: 2.10.1989		
	H (m)	L (km)	T (zile)	H (m)	L (km)	T (zile)	H (m)	L (km)	T (zile)
Ovid	-	-	-	-	-	-	407	9,8	15
Muncel	175	9,2	3	75	8,1	5	405	9,7	15
Abator	-	-	-	-	-	-	390	10	15

Bolboros	150	8,4	3	50	7,9	5	380	10	15
La Icoană	159	8,6	3	-	-	-	-	-	-

Sistemul carstic Motru Sec - Baia de Aramă este un sistem complex, ceea ce nu a permis o analiză pe cale analitică. Analiza sistemică aduce totuși câteva informații asupra comportamentului hidrodinamic și asupra structurii sale interne sintetizate în figura 4.1.1.6. Schema prezintă un sistem definit prin rețeaua de interacțiuni între subsisteme și de relațiile intrare - ieșire ale fiecărui subsistem în parte.

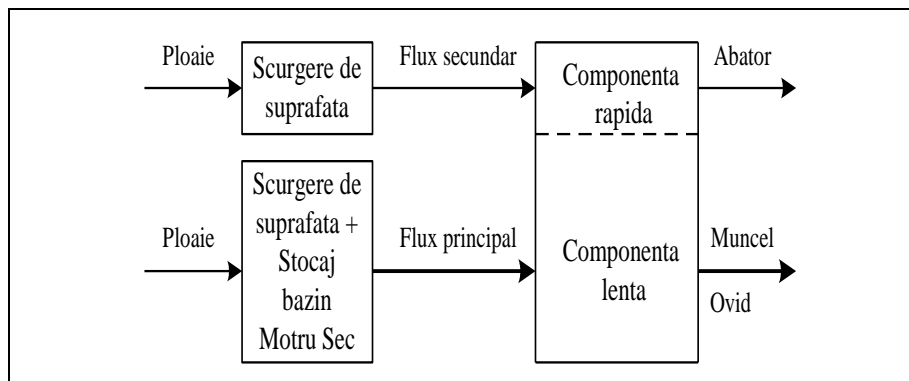


Figura 4.1.1.6 Reprezentarea schematică a sistemului carstic Motru Sec – Baia de Aramă

Concluziile care decurg din această schemă (Rotaru, 2008) sunt:

a) *De ordin geologic.* Imaginea structurală majoritar acceptată astăzi pentru zona Motru Sec - Baia de Aramă este aceea a unui sinclinal cu depozite calcaroase pe flancuri și formațiuni impermeabile ale pânzelor de Severin și Getică în axă (Pop și al. 1975), profunzimea atinsă de calcare fiind de 1000 m. Diaconu (1989) a elaborat o nouă ipoteză asupra structurii. Conform acestei ipoteze grosimea pânzelor din axul sinclinalului este mult mai mică.

Existența unei componente rapide a curgerii ca și timpul scurt al transferului de masă între pierderile râului Motru Sec și sursele sistemului sunt argumente puternice pentru cea de a doua ipoteză.

b) *De ordin hidrodinamic.* Sursele Ovid și Muncel sunt principalele exurgențe ale unei componente lente a scurgerii. Legătura acestei componente cu pierderile din râul Motru Sec dovedită de trasări și confirmată de analiza noastră (o parte importantă a inerției sistemului se datorează capacității de stocaj a bazinului Motru Sec) o face însă la fel de vulnerabilă la o eventuală poluare fizică sau chimică ca și componenta rapidă a scurgerii a cărei principală exurgență este reprezentată de sursa Abator.

În zona sistemului carstic Motru Sec – Baia de Aramă a fost efectuată modelarea ARMAX. Acest tip de modelare este un instrument eficient și util în simularea și predicția regimului de curgere al izvoarelor carstice. Cu toate că sistemul carstic Motru Sec – Baia de Aramă este un sistem complex, cu alimentare importantă atât din pierderile râului Motru Sec cât și din precipitații iar modelul utilizat este de tip SISO (Single Input, Single Output) modelul a putut fi folosit atât pentru simularea cât și pentru predicția regimului de curgere al izvoarelor Ovid și Muncel. Este evident că modelul are performanțe net superioare atunci când sistemul are un comportament apropiat de liniaritate, cum este cazul utilizării sale pentru simularea debitelor râului Motru Sec înregistrate la stația aval Valea Pietrei.

S-au elaborat diagramele Piper și Schoeller pe baza datelor provenite de la PROSPECTIUNI S.A. (Bandrabur et al., 1999). Chimismul apelor este determinat de parageneza minerală specifică calcarelor. Acestea au un chimism foarte asemănător, fiind bicarbonat calcicmagneziene.

Din analiza hărții utilizării terenului realizată pentru corpurile de apă subterană ROJI02 (Figura 4.1.1.7), ROJI03 (Figura 4.1.1.8) și ROJI04 cu dezvoltare în zona montană (Figura 4.1.1.9) se observă că suprafața corpului de apă ROJI02 este acoperită dominant de terenuri cultivate, restul corpurilor de apă fiind acoperite dominant de păduri.

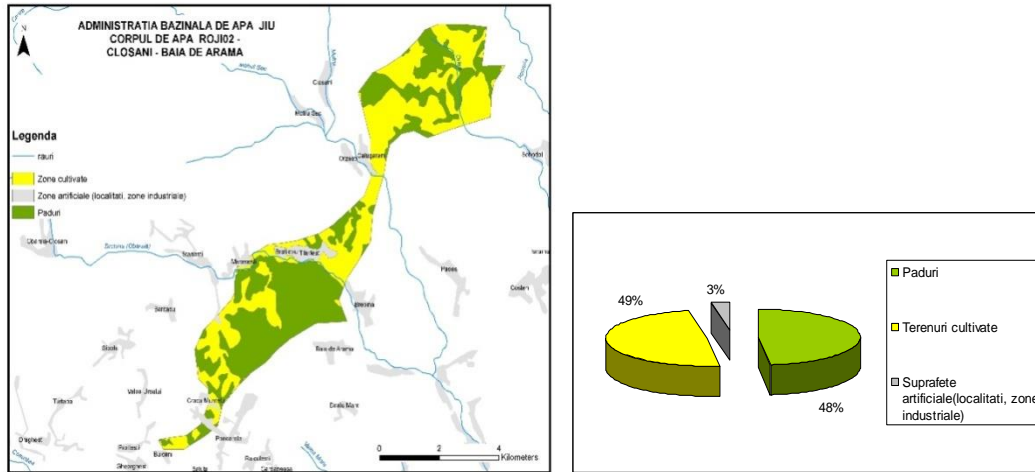


Figura 4.1.1.7 Utilizarea terenului pentru corpul de apă subterană ROJ102

### Corpul de apă subterană ROJ103 - Tismana – Dobrița - Munții Vâlcan

Corpul de apă subterană mixt (freatic și de adâncime) Tismana – Dobrița, de tip carstic-fisural, este situat în partea de sud a Munților Vâlcan, fiind acumulat în calcare, marnocalcare, gresii și conglomerate, de vârstă jurasic-cretacică, din alcătuirea Autohtonului Danubian.

Depozitele jurasic-cretacice sunt parțial neacoperite, parțial acoperite de sol, de diferite tipuri genetice de depozite cuaternare (aluviale, fluviale, deluviale, coluviale, eluviale etc.) sau de depozite badeniene, sarmațiene și meoțiene aparținând flancului intern al Avandosei Carpatice. Infiltrația eficientă a fost apreciată la 472,5 – 630 mm/an, gradul de protecție fiind puternic nesatisfăcător. Nota specifică a izvoarelor din zona carstică o reprezintă valoarea mare a debitelor, respectiv între 68,8 și 604 l/s. Drenarea apelor subterane se face către văile principale, la care se adaugă și o descărcare subterană în depozitele badeniene, sarmațiene și meoțiene aparținând flancului intern al Avandosei Carpatice.

La limita dintre depozitele jurasic cretacice acvifere ale corpului Tismana – Dobrița și depozitele neogene ale Avandosei Carpatice sunt amplasate captările de izvoare de la Izvarna.

S-au elaborat diagrame Piper și Schoeller utilizând datele unor izvoare din arhiva PROSPECȚIUNI S.A (Iurkiewicz et al., 1991) Chimismul apelor este determinat de paragenza minerală specifică calcarelor dar și a acviferelor pe care le drenează (șisturi cristaline). Chimismul lor variază de la bicarbonatcalcic la bicarbonatcalcic - clorosodic – sulfatat-magnezian.

Protecția naturală a corpului dezvoltat în roci carstice este redusă dar lipsa factorilor poluanți oferă condițiile ca apa să fie de calitate.

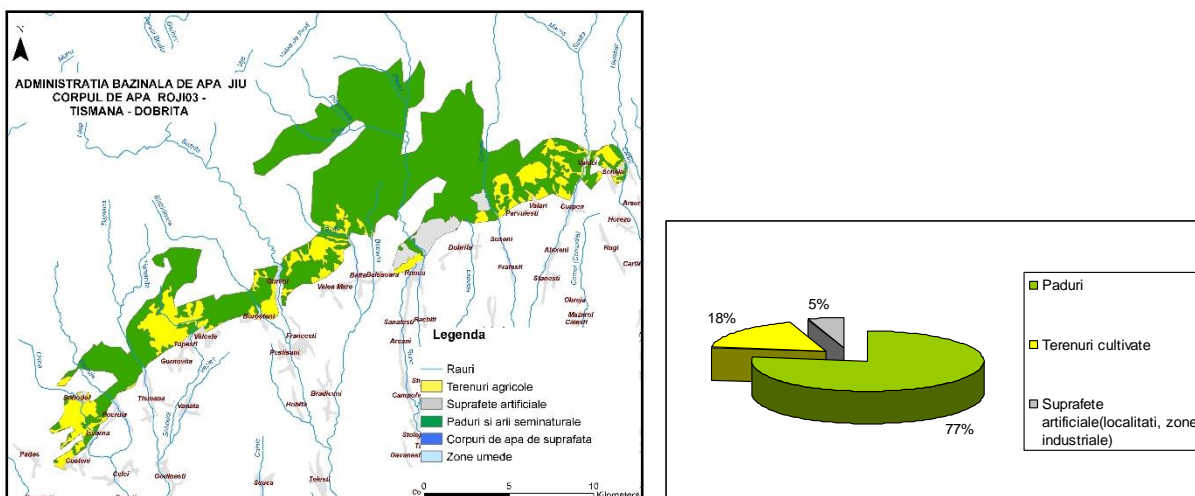


Figura 4.1.1.8 Utilizarea terenului pentru corpul de apă subterană ROJ103



## Corpul de apă subterană ROJI04 - Vârciorova – Nadanova – Ponoarele - Podișul Mehedinți

Corpul de apă subterană (freatică și de adâncime) Vârciorova – Nadanova – Ponoarele din Podișul Mehedinți este de tip carstic-fisural, fiind acumulat în depozite jurasic-cretacice, reprezentate prin calcare din alcătuirea Autohtonului Danubian și prin calcare, marnocalcare, gresii și conglomerate din alcătuirea Pânzei de Severin. În stiva depozitelor calcaroase danubiene a fost separată la partea inferioară o serie alcătuită din calcare stratificate în bancuri groase, iar la partea superioară din calcare masive.

Acest corp are orientarea generală SV-NE. Spre NV, depozitele jurasic-cretacice danubiene sunt șariate de depozitele sincrone ale Pânzei de Severin sau de cristalinel Pânzei Getice (Seria de Sebeș – Lotru, de vârstă precambrian superioară). Spre SE, depozitele jurasic-cretacice danubiene sunt șariate de depozitele sincrone ale Pânzei de Severin care, la rândul lor, sunt șariate de cristalinel getic; în continuare, spre SE, depozitele danubiene se afundă sub depozitele neogene de pe flancul intern al Avandosei Carpatice (din partea de VNV a Olteniei).

Depozitele jurasic-cretacice acvifere sunt parțial neacoperite, parțial acoperite de sol sau de diferite tipuri genetice de depozite cuaternare (deluviale, aluviale, coluviale, fluviale, eluviale etc.). Infiltrația eficientă a fost estimată la 472,5 – 630 mm/an, ceea ce conferă un grad de protecție puternic nesatisfăcător. Descărcarea apelor subterane se realizează prin izvoare ale căror debite oscilează între 0,1 și 114,5 l/s.

S-au elaborat diagrame Piper și Schoeller utilizând informații provenite de la PROSPECTIUNI S.A (Bandrabur et al., 1999). Conform acestora apele sunt bicarbonatate calice conform paragenezei minerale specifice calcarelor.

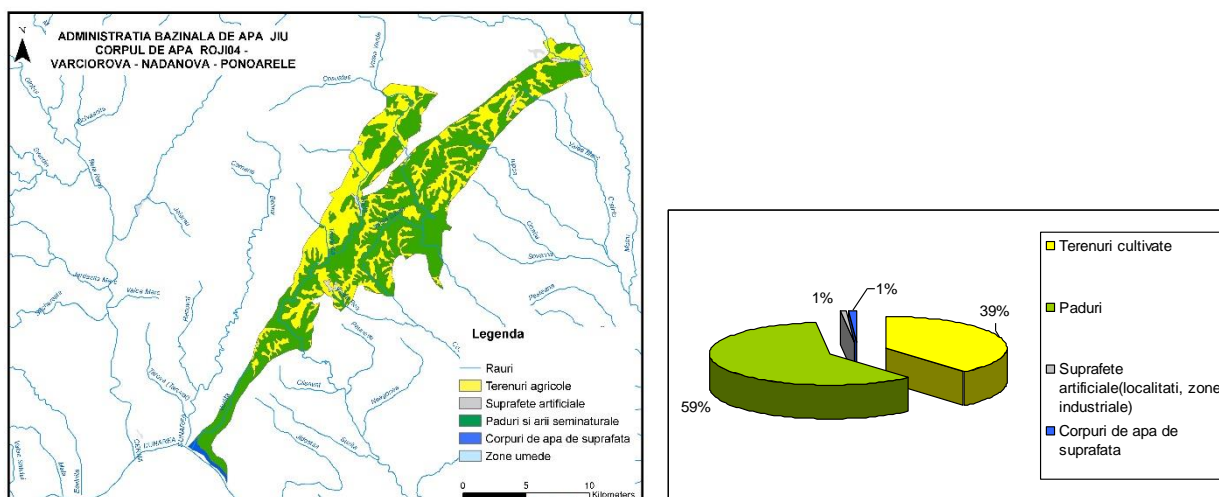


Figura 4.1.1.9 Utilizarea terenului pentru corpul de apă subterană ROJI04

## Corpul de apă subterană ROJI05 - Lunca și terasele Jiului

Corpul de apă subterană freatică este de tip poros permeabil, dezvoltat în depozitele de luncă și terasă ale văii Jiului și afluenților săi fiind de vârstă cuaternară.

Acviferul din lunci și terase este constituit din pietrișuri și bolovănișuri prinse în mase nisipoase, uneori argile nisipoase și chiar argile.

În zona Piemontului Getic apa este acumulată atât în depozitele aluvionare din lungul râurilor (nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri), dar și în nisipurile și pietrișurile Pleistocenului inferior atribuite Formațiunii de Căndești.

În zonele de luncă stratele freatice se dezvoltă la adâncimi de 2- 5 m.

În zona de dealuri, luncile și terasele Jiului și ale afluenților secundari constituie sursele cele mai importante de apă.

Acviferul freatic din terasa înaltă a Jiului este, de asemenea, evidențiat de numeroase izvoare cu debite importante: Căciulărești, Raeți, Sadova. În această terasă predomină adâncimile cuprinse între 10-20 m. Alimentarea acviferelor freatice se face atât prin infiltrarea precipitațiilor cât

și prin drenarea complexului acvifer al Pleistocenului inferior din câmpul înalt, sau prin drenarea stratelor acvifere din trepte morfologice superioare cu care vin în contact.

Cele mai mari debite au fost întâlnite la izvoarele ce apar din terasa superioară a Jiului (30-80 l/min) între Coțofeni și Ișalnița, din terasa inferioară a Jiului (până la 60 l/min), în zona Melinești-Muierușu (50 l/min).

Apele freatice cantonate în depozitele de terasă sunt caracterizate ca ape bicarbonatate-calcice-magneziene sau carbonatate-sodice, cu o mineralizație totală cuprinsă între 500 mg/l și 1000 mg/l.

Pe baza diagramelor Piper și Schoeller s-a pus în evidență o mare variație a chimismului apelor corpului, de la bicarbonat calcic magnezian la sulfat calcic magnezian, sau bicarbonat sodic.

Pentru corpul de apă subterană ROJ105 – Lunca și terasele Jiului și afluenților săi, s-au analizat informațiile de la 375 de foraje hidrogeologice. În urma prelucrării acestor date, s-a obținut harta cu izohipsele culcușului acviferului freatic (Figura 4.1.1.10). Cota absolută a culcușului acviferului freatic are valoarea minimă de 30.0 m în sudul zonei de studiu și crește până la 340.00 m în nord-est, 260.00 m la nord de Târgu Jiu și 200.00 m în nord-vest. Valoarea minimă a altitudinii suprafeței topografice este de 35.0 – 40.0 m în sud și crește până la 360.0 -370.0 m în nordul corpului de apă subterană.

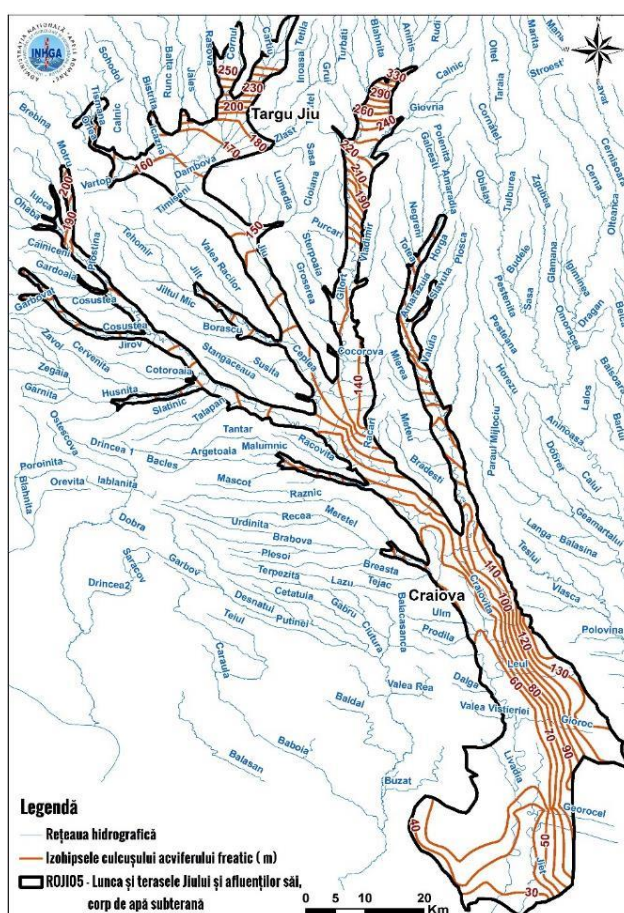


Figura 4.1.1.10 Harta cu izohipsele culcușului acviferului freatic (ROJ105)

În urma prelucrării datelor litologice, poziției filtrelor, adâncimea nivelului hidrostatic, (utilizând programe de specialitate) s-a realizat *modelul tridimensional al stratelor poros-permeabile* din cadrul corpului de apă subterană ROJ105. Acesta se extinde în plan orizontal până la limitele corpului și în plan vertical, de la culcușul acviferului până la suprafața topografică (Figura 4.1.1.11).



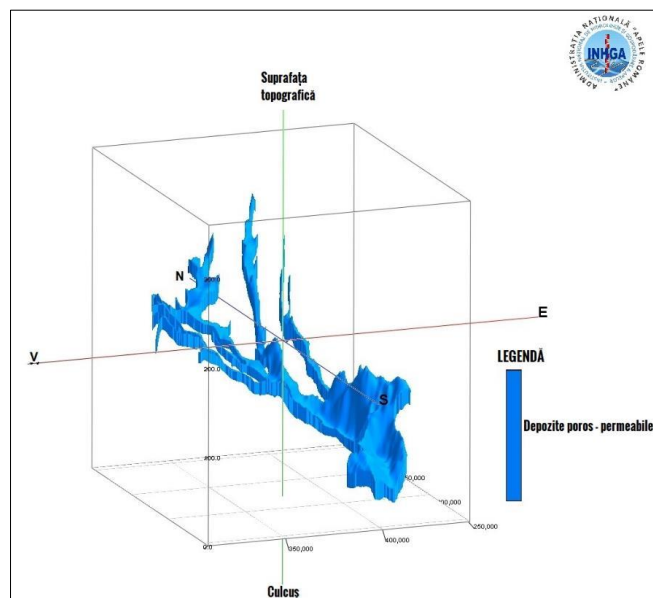


Figura 4.1.1.11 Model tridimensional al stratele poros-permeabile din cadrul corpului de apă subterană ROJ105 – Lunca și terasele Jiului și afluenților săi

Modelul tridimensional a indicat că stratele poros-permeabile cu potențial acvifer din corpul de apă subterană ROJ105 și formațiunile nesaturate ale acestuia, au un volum de 37.86 km<sup>3</sup>.

Spectrul hidrodinamic al corpului de apă subterană ROJ105 – Lunca și terasele Jiului și afluenților săi a fost realizat prin interpolarea nivelurilor măsurate în zilele de 08, 09, 10 iulie 2020 în forajele din Rețeaua Hidrogeologică Națională, a cotelor absolute măsurate pe râurile Jiu, Gilort, Motru, Tismana și Amaradia Sud, în campania de teren din zilele de 06 – 10 iulie 2020 și a nivelurilor înregistrate la 40 de stații hidrometrice dintre care amintim: Telești, Rovinari, Ceplea, Fața Motrului, Filiași, Răcari, Albești, Breasta, Podari, Goicea, Zăval, etc. (Figura 4.1.1.12)

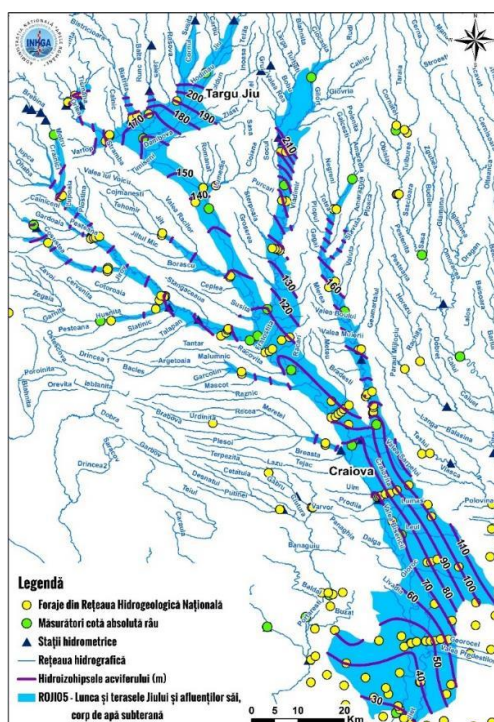


Figura 4.1.1.12 Spectrul hidrodinamic al acviferului freatic – corpul de apă subterană ROJ105

Spectrul hidrodinamic permite stabilirea direcțiilor de curgere și analiza variației gradientului hidraulic de-a lungul liniilor de curent.

Gradientul hidraulic variază de la 0.83 – 1.74 ‰ în sudul corpului, între 3.0 – 4.0 ‰ în sud-est și est, în jurul localităților Craiova și Filiași între 5.36 ‰ și respectiv 2,43 ‰, ajungând din nou la 3.0 – 4.11‰ în zona localității Târgu Jiu.

Pe baza modelului conceptual realizat în cele trei etape (model spațial, parametric, hidrodinamic), s-a realizat modelul de curgere al corpului de apă subterană freatic ROJI05 – Lunca și terasele Jiului și afluenților săi (Figura 4.1.1.13), utilizând pachetul Modflow.

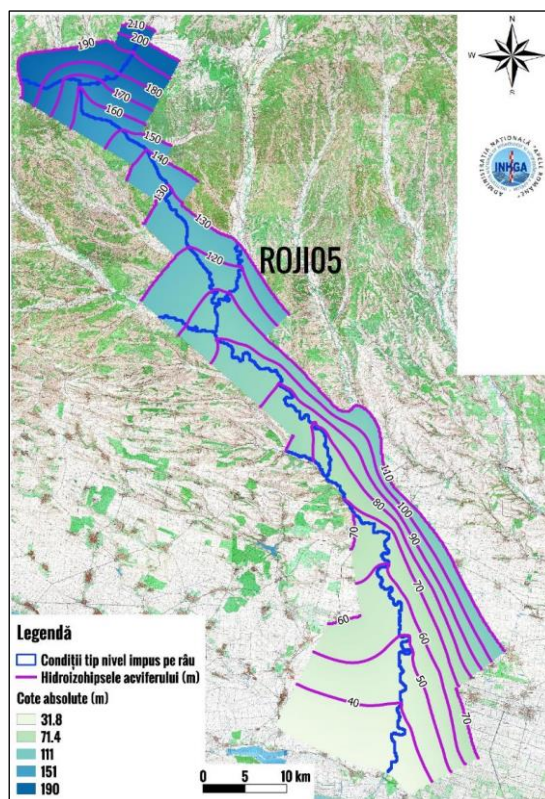


Figura 4.1.1.13 Modelul numeric al corpului de apă subterană ROJI05, regim natural de curgere al apei subterane

Pe baza modelului de curgere se observă faptul că cota absolută a nivelului hidrostatic variază de la mai puțin de 40.0 m până la 210.0 m și că în general rețeaua hidrografică este alimentată de către acviferul freatic. Direcția generală de curgere a apei subterane este NV-SE, cu excepția zonei de sud unde aceasta se schimbă de la NE-SV.

Din analiza hărții utilizării terenului (Figura 4.1.1.14) se observă că suprafața corpului de apă subterană este acoperită în proporție mare (70%) de terenuri agricole.

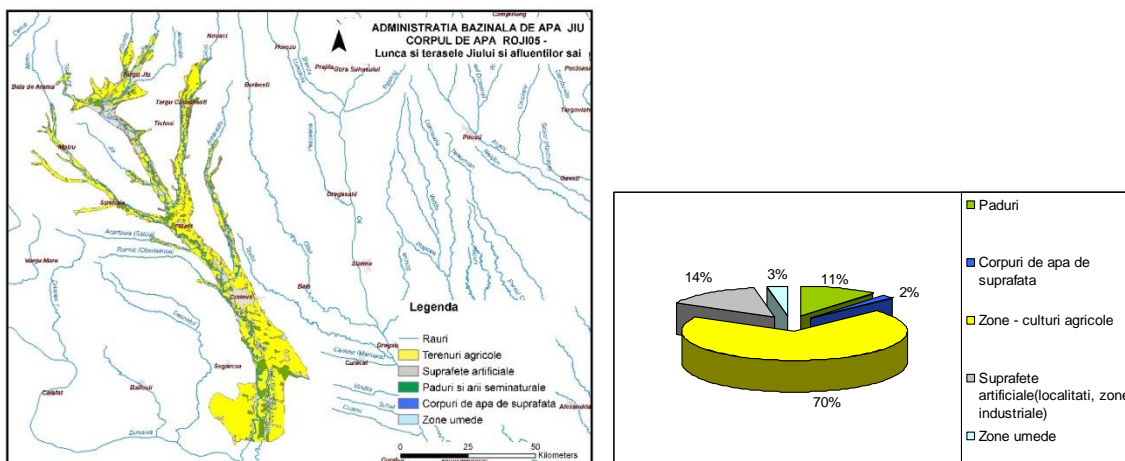


Figura 4.1.1.14 Utilizarea terenului pentru corpul de apă subterană ROJI05

## Corpul de apă subterană ROJ106 Lunca și terasele Dunării

Corpul de apă subterană freatică de tip poros permeabil se dezvoltă în depozitele din lunca și terasele Dunării și este de vârstă cuaternară.

Stratul acvifer freatic din luncă este cantonat în bolovănișuri și pietrișuri prinse într-o masă de nisip mediu și grosier, cu grosimi de 5-16 m și cu debite ce variază între 4-8 l/s/foraj, pentru denivelări de 0,1-0,4 m.

În sectorul Calafat-Bechet, lunca Dunării are lățimi variabile cuprinse între 2,5-10 Km și se caracterizează prin existența unor întinse suprafețe de mlaștini, lacuri și bălți. Astfel, în zona dintre Dunăre și linia localităților Ciuperceni, Desa, Ghidiciu, Rastu, lunca este înmlăștinată și deși, în perioadele de secetă nivelul piezometric coboară sub 2 m adâncime, în partea de est a acestui sector se găsesc o serie de lacuri cu apă permanentă care se exploatează piscicol, cum sunt lacurile Bistreț, Rastu și o serie de bălți și lacuri nepermanente (Balta Rastu).

Depozitele care cantonează stratul acvifer freatic din luncă sunt constituite din pietrișuri și bolovănișuri până la adâncimea de 25 m, iar grosimea stratului acvifer este cuprinsă între 5-20 m (Figura 4.1.1.15).

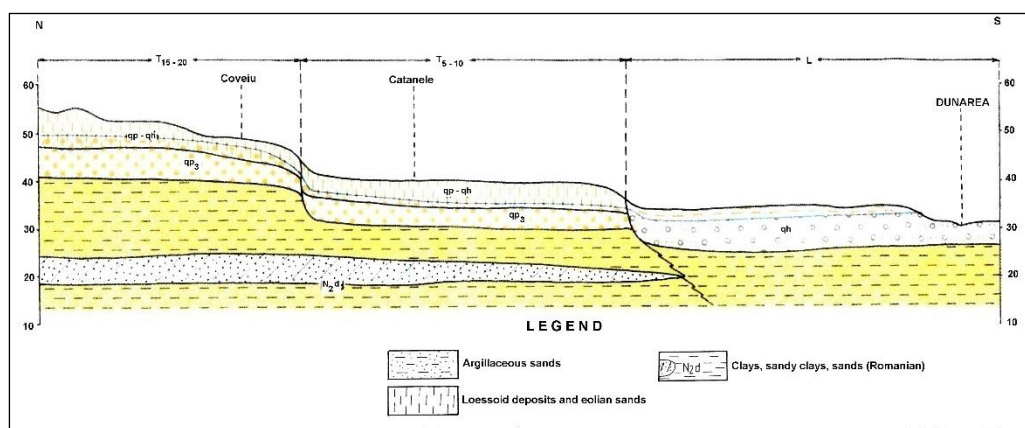


Figura 4.1.1.15 Secțiune hidrogeologică între Coveiu – Catanele – Dunăre

Acviferele freatică din terase ocupă o mare suprafață, iar pentru fiecare nivel de terasă se poate individualiza existența unui orizont acvifer cu caracteristici diferite, care sunt puse în evidență prin numeroase izvoare ce apar la contactele morfologice.

Terasa veche-Perișoru – este constituită din formațiuni ce aparțin Pleistocenului mediu, fiind reprezentate prin pietrișuri și nisipuri grosiere, precum și prin depozite loessoide.

Acviferul freatic este pus în evidență prin apariția a numeroase izvoare la contactul cu terasele mai joase.

Izvoare frecvente mai apar și între localitățile Baloți și Crivina, apoi în apropierea localității Braniștea.

Grosimea depozitelor de terasă variază între 5 m și 15 m. Nivelul piezometric este situat la adâncimi destul de mari, de 15-45 m.

Terasa înaltă Flămânda are o lățime maximă de 8-10 Km. Depozitele, a căror grosime variază între 1 m și 12 m, sunt reprezentate prin pietrișuri, bolovănișuri și nisipuri grosiere, fiind atribuite Pleistocenului superior, peste care urmează dunele de vârstă holocen superior.

Din aceste depozite apar numeroase izvoare, cum sunt cele de la Cujmir și Cetate, cu debite cuprinse între 0,5-2,5 l/s; apoi la nord-vest de comunele Călărași și Dăbuleni.

Terasa Băilești este cea mai întinsă, fiind acoperită în întregime de dune care în cea mai mare parte sunt consolidate, mascând limitele de contact cu celelalte terase. Grosimea depozitelor variază între 5 m și 15 m, fiind constituite din pietrișuri și bolovănișuri care aparțin Pleistocenului superior.

Nivelul piezometric se găsește la 8-15 m adâncime. În apropierea Dunării, ca la Tismana și Batoți, nivelul se situează la adâncimi de circa 25 m.

Izvoarele din dreptul localităților Călărași, Dăbuleni, Ianca și Potelu au debite care variază între 0,5-10 l/s.

Apele izvoarelor sunt de tipul bicarbonatate-calcice.



În terasa Corabia (terasa inferioară), depozitele de dune care o acoperă au grosimi de 10-15 m. Grosimea depozitelor de terasă variază între 8-15 m. Aceste depozite de pietrișuri și nisipuri sunt atribuite Holocenului inferior.

Acumulările terasei joase Ciuperceni sunt acoperite de depozite cu caracter loessoid și de dune, fiind atribuite Holocenului superior. Dunărea, bălțile Jiana, Rotunda, precum și pâraiele Blahnița, Rogova, Oravița exercită o puternică acțiune de drenaj a acviferului din această terasă.

Pe lângă caracterizarea inițială realizată (Macalet et al., 2013), pe parcursul elaborării celui de-al doilea Plan de Management Bazinal, au fost adăugate descrieri un număr de șase secțiuni hidrogeologice (Radu et al., 2013), realizate prin forajele hidrogeologice (de ordinul I și II) aparținând Rețelei Hidrogeologice Naționale dispuse, de la vest la est, pe următoarele aliniamente: - Pristol; - Maglavit; - Ciuperceni; - Desa; - Ghidiciu și – Catanele. Acestea au pus în evidență depozite de luncă și depozite aparținând teraselor joasă, inferioară și superioară.

Din punct de vedere litologic, depozitele de luncă sunt constituite, în principal, din nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri, local cu intercalații de nisipuri cu pietrișuri (Maglavit, Ciuperceni, Desa). La partea superioară a acestora se dezvoltă, subordonat nisipuri cu pietrișuri, nisipuri, nisipuri argiloase (Ghidiciu), nisipuri cu pietrișuri, nisipuri (Ciuperceni), silturi argiloase nisipoase, nisipuri siltice (Pristol). Cu totul subordonat apar intercalații argiloase, cu dezvoltare lenticulară (Ghidiciu).

Local, depozitele aluvionare sunt acoperite, de depozite loessoide, cu dezvoltare continuă sau discontinuă, reprezentate prin silturi +/- nisipoase +/- argiloase +/- concrețiuni calcaroase (Pristol (Figura 4.1.1.16), Maglavit (Figura 4.1.1.17), Ciuperceni (Figura 4.1.1.18), sau argile siltice (Catanele). În unele zone sunt bine dezvoltate nisipurile de dune (Desa).

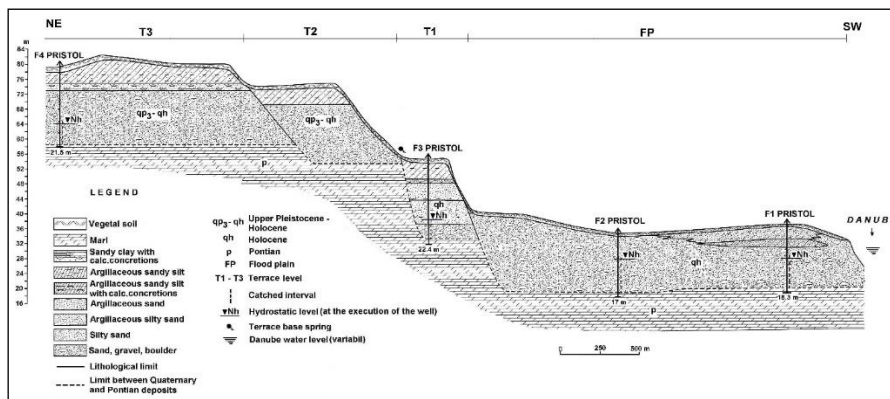


Figura 4.1.1.16 Secțiune hidrogeologică prin forajele hidrogeologice de la Pristol

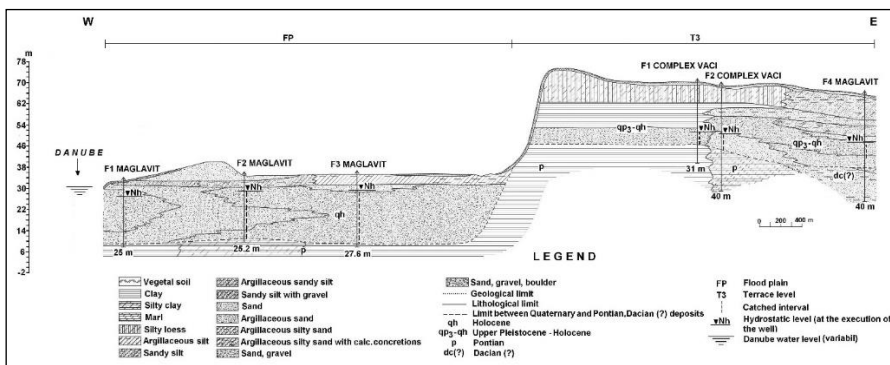


Figura 4.1.1.17 Secțiune hidrogeologică prin forajele hidrogeologice de la Maglavit

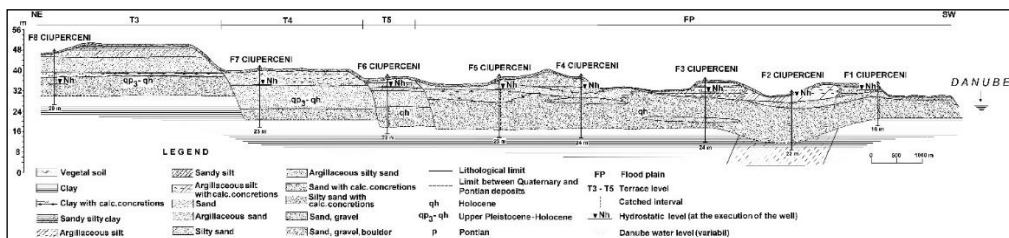


Figura 4.1.1.18 Secțiune hidrogeologică prin forajele hidrogeologice de ordinul I Ciuperceni

Depozitele terasei joase (T5), foarte bine dezvoltate la Ghidiciu (Figura 4.1.1.19), au fost interceptate de toate secțiunile hidrogeologice executate în acest sector, cu excepția profilurilor de la Maglav și Catanele, unde acestea lipsesc.

Din punct de vedere litologic, aceste depozite sunt constituite din nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri în bază, cu excepția profilului de la Catanele, unde în baza depozitelor acestei terase se întâlnesc nisipuri cu pietrișuri. Pe verticală se trece la nisipuri cu pietrișuri (Desa), nisipuri, nisipuri argiloase +/- siltice (Pristol). Subordonat apar intercalații lenticulare, cu dezvoltare redusă, de argile nisipoase +/- concrețiuni calcaroase (Ghidiciu).

La partea superioară se dezvoltă depozite cu caracter loessoid, reprezentate prin silturi nisipoase +/- argiloase +/- concrețiuni calcaroase, nisipuri siltice.

Depozitele terasei inferioare (T4) au fost identificate la Pristol, Ciuperceni, Desa (Figura 4.1.1.20) și Catanele (Figura 4.1.1.21).

Din punct de vedere litologic, în alcătuirea terasei inferioare se remarcă granoclasarea pe verticală a depozitelor, acestea fiind constituite în baza din nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri, peste care se dispun, nisipuri cu pietrișuri, nisipuri +/- argiloase. Excepție face profilul de la Pristol, unde întreaga stivă de depozite aluvionare este alcătuită din nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri.

Depozitele loessoide, care se dezvoltă la partea superioară a depozitelor aluvionare, sunt alcătuite din silturi argiloase +/- nisipoase +/- concrețiuni calcaroase, care pot trece lateral la nisipuri siltice +/- argiloase.

La Catanele depozitele loessoide au grosimi apreciabile, de 10 – 12 m.

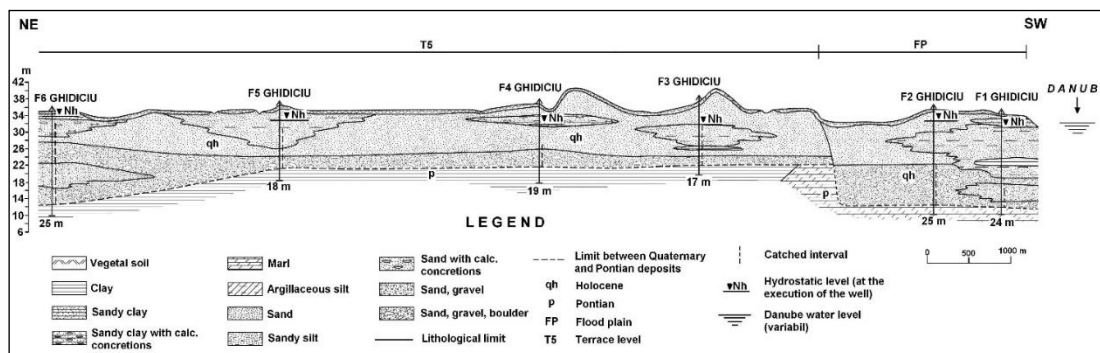


Figura 4.1.1.19 Secțiune hidrogeologică prin forajele hidrogeologice de ordinul I Ghidiciu

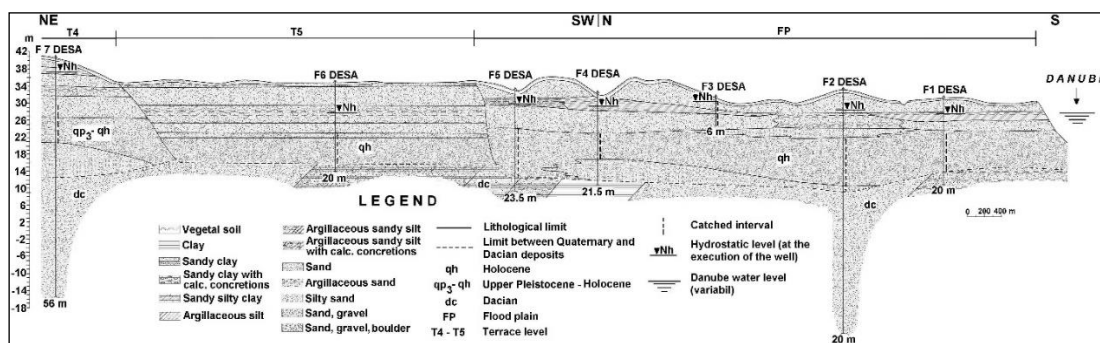


Figura 4.1.1.20 Secțiune hidrogeologică prin forajele hidrogeologice de ordinul I Desa



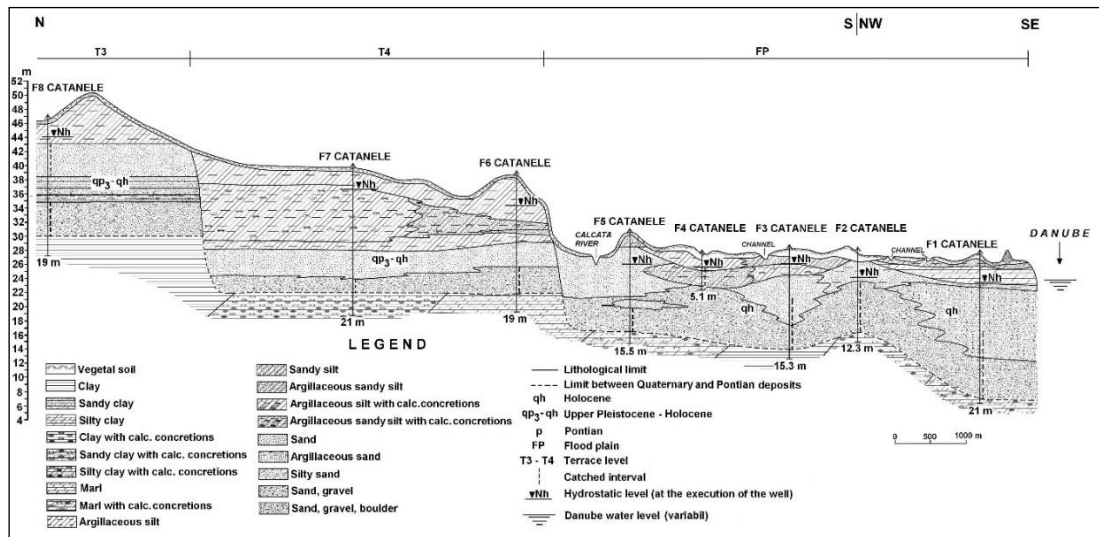


Figura 4.1.1.21 Secțiune hidrogeologică prin forajele hidrogeologice de ordinul I Catanele

Depozitele terasei superioare (T3) au fost interceptate de secțiunile hidrogeologice executate la Pristol, Maglavit, Ciuperceni și Catanele. Succesiunea litologică este alcătuită din depozite grosiere în bază, nisipuri cu pietrișuri și bolovanișuri, subordonat cu intercalații de nisipuri cu pietrișuri (Maglavit), peste care se dispun nisipuri, nisipuri argiloase +/- siltice +/- concrețiuni calcaroase. Local apar nivele de argile cu concrețiuni calcaroase (Ciuperceni) sau argile nisipoase +/- concrețiuni calcaroase (Catanele).

Partea superioară a depozitelor terasei superioare este reprezentată prin depozite loessoide, alcătuite din loessuri (Maglavit), argile +/- nisipoase +/- siltice +/- concrețiuni calcaroase, silturi argiloase, local nisipuri siltice. La Maglavit depozitele loessoide au grosimi de până la 10 m.

Depozitele precuaternare din acest sector sunt de vârstă mio – pliocenă și au o înclinare generală către nord - vest (conform Hărții geologice a României, scara 1:200.000, foile Turnu Severin – 1966 și Calafat – Bechet -1967).

Aceste depozite sunt constituite din marne și argile la Pristol (de vârstă pontiană), argile cu rare intercalații de nisipuri argiloase la Maglavit (de vârstă pontiană), predominant nisipuri, cu intercalații de argile, argile nisipoase la Desa (atribuite Dacianului, pe baza litologiei) și argile, subordonat marne la Ghidiciu (foarte probabil de vârstă pontiană).

Având în vedere structura geologică generală a regiunii și vârsta depozitelor din baza depozitelor cuaternare, se poate presupune existența unei falii în cadrul depozitelor mio – pliocene, situată între Ciuperceni și Desa, cu compartimentul vestic ridicat, unde aflorează depozitele pontiene, mai vechi, și compartimentul estic coborât, unde s-au conservat și aflorează depozitele mai noi, daciene. La est de Desa, la Ghidiciu, Pontianul aflorează din nou, datorită ridicării către sud a întregii stive de depozite.

Din punct de vedere hidrogeologic, acviferul localizat în depozitele de luncă se află în conexiune hidraulică directă cu Dunărea, fiind drenat de către aceasta, cu excepția perioadelor cu ape mari, când Dunărea alimentează acviferul freatic.

Alimentarea acviferului freatic din depozitele de luncă se realizează din precipitații, pe suprafața de dezvoltare a acestor depozite, local din izvoarele de la baza teraselor și, așa cum s-a menționat, din Dunăre, în perioadele cu ape mari.

Conform datelor de la execuția forajelor hidrogeologice de observație, în zona de luncă, adâncimea medie la care s-a situat nivelul piezometric al acviferului freatic localizat în aceste depozite a fost de 7,25 m la Pristol, 6,37 m la Maglavit, 2,85 m la Ciuperceni, 3,08 m la Desa, 2,64 m la Ghidiciu și 3,38 m la Catanele.

Datorită dezvoltării la partea superioară a depozitelor de luncă a depozitelor semipermeabile sau greu permeabile (silturi +/- argiloase +/- nisipoase +/- concrețiuni calcaroase), local nivelul piezometric are caracter ascensional, respectiv la Ciuperceni, Desa și Catanele.

La Ciuperceni, între forajul F1 și Dunăre, se dezvoltă o zonă ușor depresionară, în care apar bălți. Deoarece nivelul piezometric măsurat în forajul F1 se află la o cotă superioară acestei zone depresionare, se poate considera că aceste bălți sunt alimentate de către acviferul freatic.

Acviferul localizat în depozitele terasei joase, nu este dezvoltat în tot sectorul analizat, deoarece această categorie de depozite nu au fost identificate la Maglavit și Catanele.

Nivelul piezometric s-a situat, la execuția forajelor, la adâncimea de 17 m la Pristol, 3,82 m la Ciuperceni, 6,1 m la Desa și la adâncimea medie de 3,44 m la Ghidiciu.

Local, la Ghidiciu, nivelul piezometric are caracter ușor ascensional în forajul F6, datorită prezenței la partea superioară a depozitelor a unui nivel de roci slab permeabile.

Alimentarea acviferului se realizează din precipitații, acesta aflându-se în legătură hidrolică cu acviferul din luncă și cu cel din terasa inferioară, cu excepția profilului de la Pristol, unde terasa inferioară se descarcă prin izvoare, alimentând terasa joasă.

Acviferul cantonat în depozitele terasei inferioare a fost pus în evidență prin foraje la Ciuperceni, Desa și Catanele. La Maglavit depozitele acestei terase nu au fost identificate, la Pristol nu a fost executat foraj pe acest nivel de terasă, iar la Ghidiciu, datorită dezvoltării largi a terasei joase, forajele de observație nu au interceptat decât depozite aparținând acestei unități morfologice.

Cu excepția profilului de la Pristol (așa cum s-a menționat), în zonele în care se dezvoltă depozitele terasei inferioare, există conexiune hidrolică între acviferul localizat în aceste depozite și acviferul din terasele joasă și superioară.

Nivelul piezometric este în general liber, cu excepția forajului F7 Desa, unde este ușor ascensional și a profilului de la Catanele, unde acviferul localizat în depozitele terasei inferioare este sub presiune, datorită prezenței la partea superioară a depozitelor poroase permeabile a depozitelor greu permeabile (silturi argiloase +/- nisipoase +/- concrețiuni calcaroase).

Forajele executate în depozitele terasei superioare au arătat că nivelul piezometric al acviferului localizat în acestea s-a aflat, la execuție, la adâncimea de 15,6 m la Pristol, 17,2 m la Maglavit, 13,85 m la Ciuperceni și 2,52 m la Catanele.

Cu excepția profilului de la Maglavit, unde acviferul din depozitele terasei superioare se descarcă prin izvoare, în celelalte profile menționate există legatură hidrolică cu acviferul din depozitele terasei inferioare.

Local, la Catanele nivelul piezometric are caracter ascensional (forajul F8 Catanele).

În cazul în care depozitele aluvionare din luncă și terasă repauzează peste nisipuri daciene (Desa) sau pe intercalațiile nisipoase din depozitele pontiene (Maglavit), există o conexiune hidrolică directă între acviferul freatic localizat în aceste depozite și acviferul localizat în depozitele mio – pliocene.

În cadrul proiectului Danube Water, în zona Băilești, a fost realizat un model matematic. Extinderea în plan orizontal a zonei modelate a fost stabilită ținându-se cont de morfologia hidrostructurii, de amplasarea forajelor de observație și exploatare, de amplasarea forajelor de monitorizare a poluării și de harta suprafeței piezometrice (Figura 4.1.1.22)

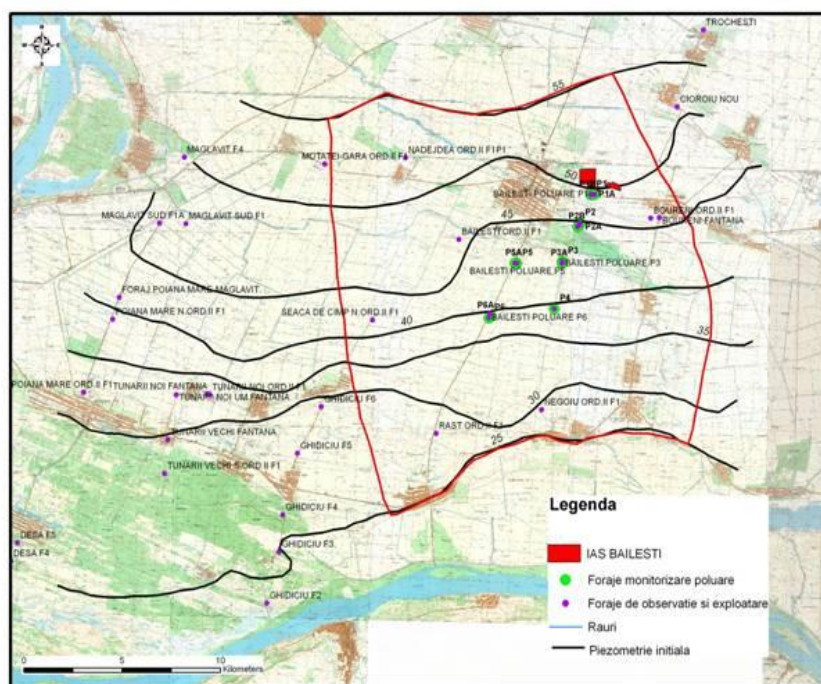


Figura 4.1.1.22 Câmpia Băilești – extinderea zonei modelate

Modelul matematic construit este de tip monostrat, cu o grosime medie de cca 20 m, pentru care coperișul este reprezentat de suprafața terenului, iar culcușul este reprezentat de o suprafață realizată pe baza datelor din coloanele litologice ale forajelor analizate (Figura 4.1.1.23).

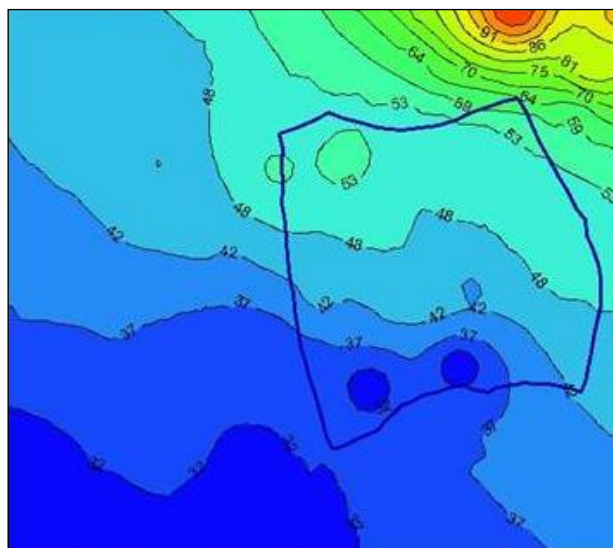


Figura 4.1.1.23. Câmpia Băilești – culcușul stratului acvifer modelat

Pe baza măsurătorilor din campania de teren din 2012 s-a construit o hartă piezometrică (Figura 4.1.1.24), utilizată ca piezometrie inițială în modelul matematic. Conform acesteia direcția principală de curgere este de la nord-est către sud-vest, cu variații zonale datorate prezenței forajelor de exploatare care influențează regimul de curgere.

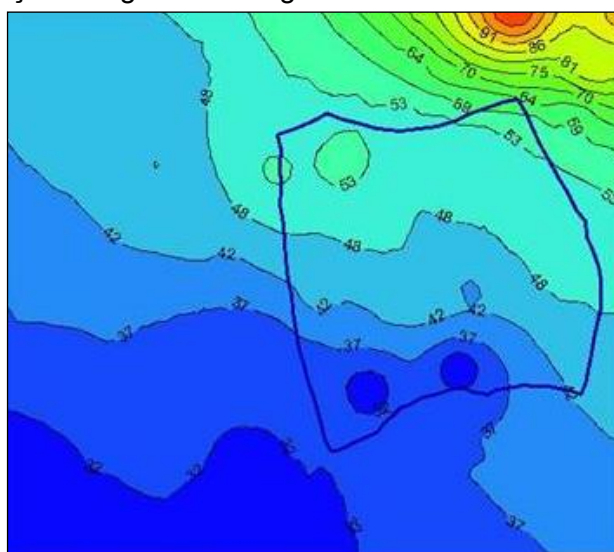


Figura 4.1.1.24 Câmpia Băilești – piezometria inițială (2012)

Modelul matematic de curgere a apei subterane construit pentru acviferul freatic din zona Băilești are o suprafață de cca 483 km<sup>2</sup> (Figura 4.1.1.25). Distanța între limita amonte și limita aval este de maximum 21 km, iar caroiajul de discretizare al modelului este format din 1932 celule rectangulare, cu laturile de 500m x 500m.

Modelarea matematică s-a realizat în regim permanent, iar calibrarea modelului de curgere s-a realizat prin ajustarea parametrilor hidrogeologici (conductivități hidraulice) până la obținerea unei concordanțe cât mai bune între valorile piezometrice măsurate în teren și cele calculate în cadrul modelului.

Au fost delimitate grafic domenii având caracteristici hidrogeologice diferite, conform criteriilor amintite. La finalul calibrării, valorile pentru conductivități s-au situat între 10 și 50 m/zi, încadrându-se în plaja de valori a K-urilor calculate pentru forajele de observație la execuția lor.

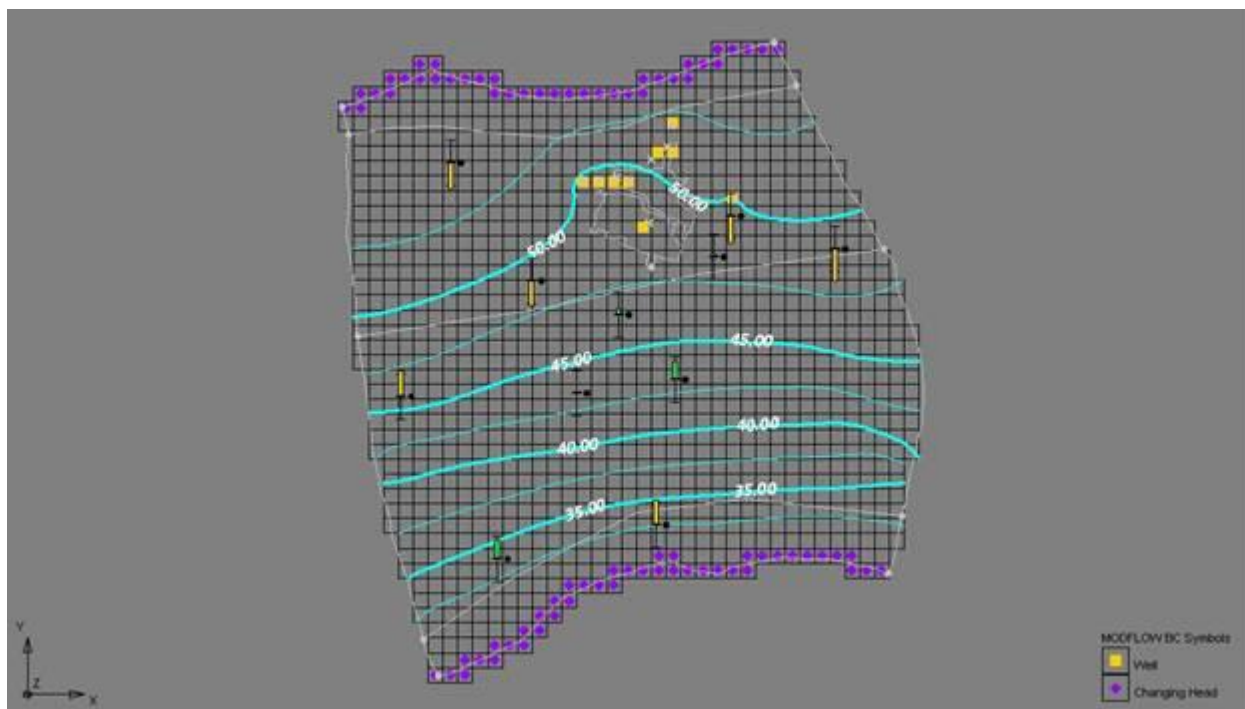


Figura 4.1.1.25 Câmpia Băilești – piezometria inițială (2012)

Calibrarea modelului s-a considerat când au fost îndeplinite două condiții :

- hidroizohipsele calculate de program s-au apropiat ca alură de hidroizohipsele din harta nivelurilor piezometrice măsurate;
- diferențele rezultate prin comparația dintre cele două rânduri de valori piezometrice - măsurată și calculată – în punctele de observație alese să fie situate în jurul valorii de 1 m, considerată o marjă de eroare acceptabilă pentru extinderea modelului.

#### **Utilizarea modelului matematic pentru simularea unor scenarii de evoluție a poluării cu azotați și amoniu în zona Băilești**

Odată modelul hidrodinamic calibrat în regim permanent, acesta poate fi utilizat pentru simularea unor scenarii de poluare în scopul de a prevedea impactul asupra calității apelor subterane sau pentru efectuarea unor teste care să indice vulnerabilitatea captărilor din zona de studiu.

Principalul proces de transport al poluanților care trebuie luat în considerare este transportul convectiv (în care deplasarea poluantului se face cu viteza medie de curgere a apei), deoarece în aceste condiții viteza de transport este maximă (nu se iau în considerare procesele de dispersie, difuzie, degradare naturală sau descreștere radioactivă, care ar putea diminua efectul poluării).

Un test de vulnerabilitate efectuat în aceste condiții va arată care este riscul maxim de poluare a obiectivului vizat.

Indiferent de tipul de poluant potențial din zona de studiu, efectul cel mai periculos se datorează compușilor solubili, deoarece aceștia sunt capabili să parcurgă distanțe mari sub acțiunea apei subterane și au consecințe de lungă durată.

În zona Băilești a fost pusă în evidență poluarea acviferului freatic cu azotați și amoniu, rezultați ca urmare a infiltrării în subteran a azotaților proveniți fie de la depozitele de deșeuri ale combinatului de creștere a porcilor Băilești, fie din infiltrarea apelor uzate neepurate sau insuficient epurate provenite de la aglomerarea Băilești. Acești poluanți sunt solubili în apă și principala lor cale de migrație este cea prin care se infiltrează apa din precipitații.

Modelul matematic de transport de poluanți ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ) a fost construit având ca bază de lucru modelul de curgere. Practic, au fost importate condițiile la limită și rezultatele obținute de



modelul matematic de curgere cu ajutorul modului MT3DMS, ce permite simularea proceselor de advecție, dispersie și a reacțiilor chimice.

**Parametrii hidrodispersivi utilizați, obținuți după calibrarea modelului de curgere sunt următorii:**

- porozitate efectivă  $n_e = 30\%$
- dispersivitate longitudinală  $\alpha_L = 5 \text{ m}$
- raport  $\alpha_T / \alpha_L = 0.1$

Pentru o mai bună modelare a scenariilor de poluare s-a realizat și o rafinare a rețelei de celule în zona Băilești, până la dimensiunea de 50m x 50m.

Simularea transportului de poluanți a fost realizată în regim permanent, pe o perioadă de 50 de ani, pornind de la valorile maxime ale concentrațiilor înregistrate în zona IAS Băilești (corespunzătoare anilor 1980) și considerând că principalul factor de migrație este apa infiltrată din precipitații pe zona modelată.

Nu s-au luat în calcul în realizarea acestor scenarii alte potențiale surse de poluare - alte ferme, infiltrațiile de ape neepurate din zona localității Băilești sau infiltrațiile provenite din utilizarea îngrășămintelor, deoarece nu există date disponibile.

În acest caz, rezultatul cel mai semnificativ este demonstrarea direcției de extindere a penei de poluant și a potențialei evoluții în timp.

Simularea în regim permanent arată care va fi starea finală a sistemului modelat supus ansamblului de condiții la limită (Figurile 4.1.1.26 – 4.1.1.27).

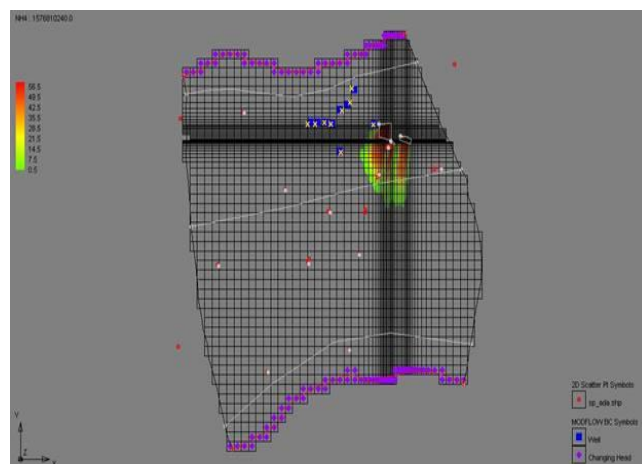
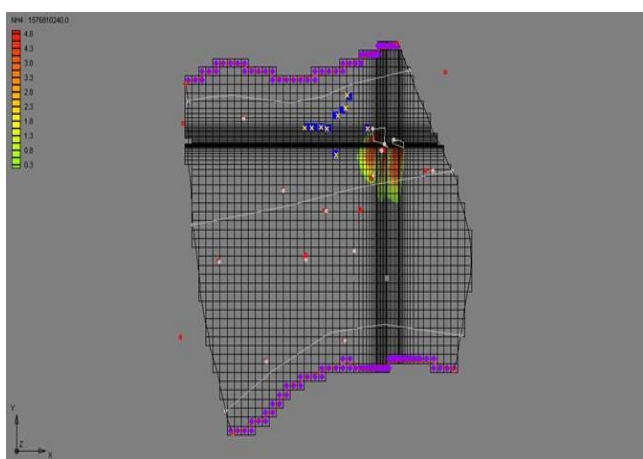


Figura 4.1.1.26 Simularea transportului  $\text{NH}_4^+$  pe 50 ani în zona IAS Băilești

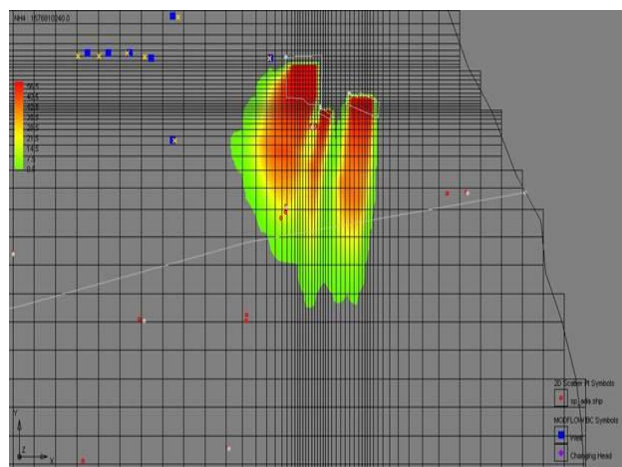
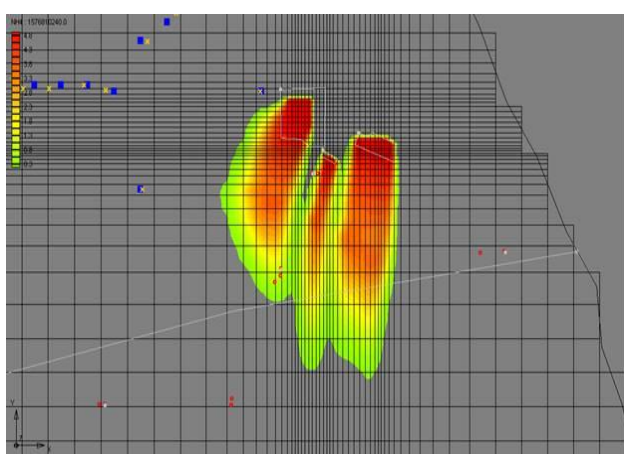


Figura 4.1.1.27 Simularea transportului  $\text{NO}_3^-$  pe 50 ani în zona IAS Băilești



Așa cum se poate observa, pana de poluare își păstrează direcția de dezvoltare către sud-sud-vest și în condițiile în care aportul de poluant în subteran rămâne neschimbat, determinat de infiltrațiile din precipitații, dezvoltarea acesteia rămâne lentă.

S-a constatat că în cazul scenariilor simulate, poluantul nu ajunge până la forajele de monitorizare situate la sud de localitatea Băilești, ceea ce demonstrează în fapt că în zonă sursele de poluare sunt mai multe și că ar trebui să fie realizată o analiză mai detaliată a acestora pentru obținerea unor rezultate mai bune.

Foraje de exploatare a apelor subterane pentru asigurarea apei potabile nu există în zona potențial poluată, așadar impactul asupra resurselor de apă necesare populației este momentan ne semnificativ.

Limitele zonei potențial poluate date de model pot fi utilizate pentru stabilirea amplasării unor noi foraje de monitorizare, dacă este cazul, iar modelul calibrat poate fi folosit pentru predicții și pentru stabilirea unor măsuri de management al resurselor de mediu și apă în zona respectivă.

### ***Modelarea matematică a regimului hidrodinamic în zona Calafat, în vederea analizării posibilităților de realimentare artificială a acviferului freatic din zonă***

Una din zonele pentru care este interesantă realizarea unui model matematic este zona din jurul municipiului Calafat, care se confruntă frecvent, în perioadele secetoase, cu lipsa apei potabile pentru populație din actuala sursă de alimentare cu apă.

Municipiul Calafat este situat în sud-vestul județului Dolj, pe malul stâng al fluviului Dunărea. Din punct de vedere administrativ, de acest oraș depind alte trei localități: Golenți, Basarabi și Ciupercenii Vechi. În partea estică a zonei se mai află o localitate importantă – comuna Poiana Mare, cea mai mare comună din județul Dolj.

În prezent municipiul Calafat dispune de un sistem centralizat de alimentare cu apă, folosind ca sursă fluviul Dunărea. Alimentarea cu apă se realizează printr-o stație de captare și tratare a apei de suprafață situată în partea de est a orașului și care poate asigura, în condiții normale un debit de 300l/s apă potabilă pentru oraș și un debit de 650l/s apă industrială. Apa este captată din fluviul Dunărea prin 3 criaturi din beton armat, amplasate la distanțe diferite de la 70 m la 100 m de mal și având între ele o distanță de aproximativ 17,50 m. Pomparea apei către stația de tratare se face prin 3 conducte. Stația de captare-tratare a apei este administrată de Compania de Apă Oltenia.

Celelalte localități care aparțin de municipiul Calafat nu dețin sisteme centralizate de alimentare cu apă, cu excepția localității Golenți. Pentru aceste localități sursa de apă este reprezentată de acviferul freatic din zonă. Astfel, în satele Basarabi și Ciupercenii Vechi alimentarea este asigurată prin puțuri forate manual cu adâncimea de cca 30 m, care în perioadele secetoase rămân fără apă și nu mai pot asigura apa necesară. Localitatea Golenți dispune de un sistem centralizat, pentru care sursa este constituită din două foraje care exploatează acviferul freatic. Pentru comuna Poiana Mare apa potabilă este asigurată prin 13 puțuri forate, cu adâncimea de 25-50 m.

Master Planul privind alimentarea cu apă și evacuarea apelor uzate în județul Dolj prevede, printre alte lucrări, și extinderea alimentării cu apă pentru localitățile care aparțin de municipiul Calafat, precum și pentru alte localități învecinate: Ciupercenii Noi, Poiana Mare, Piscu Vechi și Ghidici, în prezent fiind în curs de implementare Proiectul Regional de dezvoltare a infrastructurii de apă și apă uzată în județul Dolj finanțat prin Programul Operațional Infrastructura Mare 2014-2020, Axa Prioritară 3 - Dezvoltarea infrastructurii de mediu în condiții de management eficient al resurselor.

Realizarea unui model matematic al regimului hidrodinamic în zona acestor localități (Calafat-Ghidici), pe care să se poată rula scenarii privind posibilitățile de realizarea a unor noi captări și efectele acestora asupra resurselor existente, precum și analiza impactului realizării unor lucrări pentru realimentarea artificială a acviferului freatic asupra resursei este un element important și de mare ajutor pentru dezvoltarea ulterioară a zonei.

### ***Realizarea modelării matematice a regimului hidrodinamic în zona Calafat-Ghidiciu***

În mod concret, modelul conceptual a fost elaborat pe baza întregului ansamblu de date disponibile, prezentate anterior.

Au fost utilizate descrierile litologice realizate la construcția forajelor de observație și de exploatare din zonă, secțiunile hidrogeologice prin forajele de observație, nivelurile piezometrice

măsurate în cadrul unei campanii de teren din 2012 și hărțile cu transmisivități realizate pe baza parametrilor de pompare de la execuția forajelor de observație.

Pentru includerea debitelor exploatare s-au folosit datele din raportul de ape subterane întocmit de ABA Jiu, iar pentru introducerea elementelor climatice s-au utilizat date din rapoartele de mediu publicate pe site-ul MMAP.

Pe baza datelor analizate s-a putut stabili că în zona Calafat-Ghidiciu acviferul freatic utilizat pentru alimentarea cu apă potabilă, în principal, se prezintă un mediu continuu în limitele sale naturale, pe întreg cuprinsul zonei de studiu.

Extinderea în plan orizontal a zonei modelate a fost stabilită ținându-se cont de morfologia hidrostructurii, de amplasarea forajelor de observație și exploatare, de amplasarea forajelor de monitorizare a poluării și de harta suprafeței piezometrice (Figura 4.1.1.28)

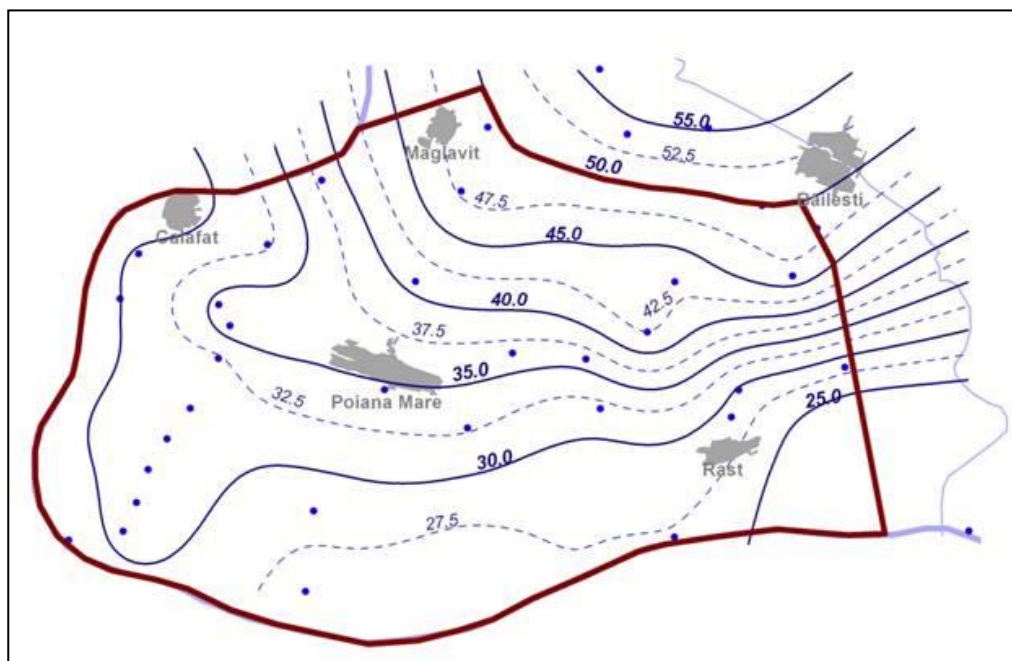


Figura 4.1.1.28 Zona Calafat-Ghidiciu – harta suprafeței piezometrice

Modelul matematic construit pentru studiu este de tip monostrat, cu o grosime medie de cca 20 m, pentru care coperișul este reprezentat de suprafața terenului, iar culcușul este reprezentat de o suprafață realizată pe baza datelor din coloanele litologice ale forajelor analizate.

Pe baza măsurătorilor de la campania de teren din 2012 s-a construit o hartă piezometrică, utilizată ca și piezometrie inițială în modelul matematic. Conform acesteia direcțiile principale de curgere sunt dinspre terase spre zona de lunca și spre Dunare, cu variații zonale datorate prezenței forajelor de exploatare care influențează regimul de curgere.

Alimentarea acviferului se face în principal din precipitații, iar descărcarea se face către Dunăre în cea mai mare parte, iar restul prin forajele de exploatare.

Pe diagrama Piper s-a identificat variația chimismului apelor corpului, de la carbonat calcic mai mult sau mai puțin magnezian la bicarbonat sodic. În lunca Dunării, sectorul Calafat – Bechet, în localitățile Zăvalu și Gighera, la contactul dintre lunca și terasă s-au întâlnit izvoare cloro-sodice. Apele izvoarelor din dreptul localităților Călărași, Dăbuleni, Ianca și Potelu sunt de tip bicarbonat-calcice.

Pentru corpul de apă subterană ROJ106 s-au analizat informațiile de la 188 de foraje hidrogeologice. În urma prelucrării acestor date, s-a obținut harta cu izohipsele culcușului acviferului freatic (Figura 4.1.1.29). Cota absolută a culcușului acviferului are valoarea minimă de 7.0 m în sudul zonei de studiu, în apropierea Dunării și crește până la 130.00 m în nordul corpului de apă subterană, în dreptul localității Plenița, județul Dolj (Figura 4.1.1.29). Valoarea minimă a altitudinii suprafeței topografice este de 24.0 m în sud-est și crește până la 158.0 m în nordul corpului.

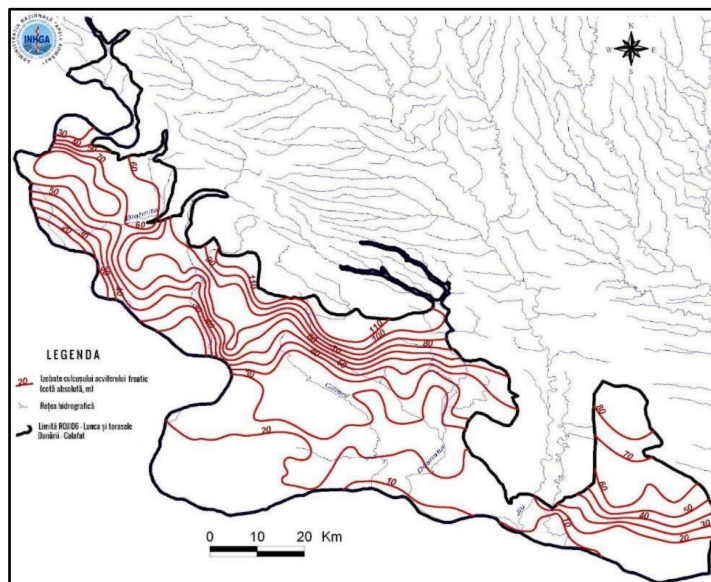


Figura 4.1.1.29 Harta cu izohipsele culcuşului acviferului freatic (ROJI06)

În urma prelucrării datelor litologice, poziției filtrelor, adâncimea nivelului hidrostatic, (utilizând programe de specialitate) s-a realizat *modelul tridimensional al stratelor poros-permeabile* din cadrul corpului de apă subterană ROJI06. Acesta se extinde în plan orizontal până la limitele corpului și în plan vertical, de la culcuşul acviferului până la suprafața topografică (Figura 4.1.1.30).

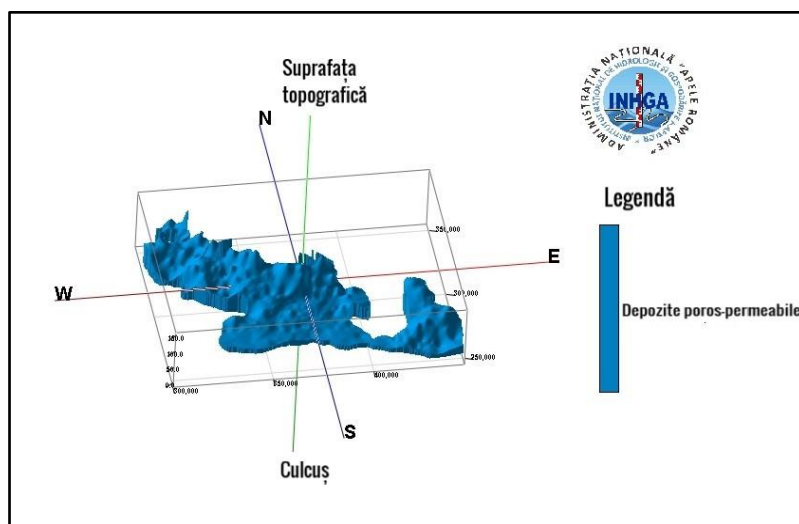


Figura 4.1.1.30 Model tridimensional al stratelor poros-permeabile din cadrul corpului de apă subterană ROJI06

Modelul tridimensional a indicat că stratele poros-permeabile cu potențial acvifer din corpul de apă subterană ROJI06 și formațiunile nesaturate ale acestuia, au un volum de 15.5 km<sup>3</sup>.

Spectrul hidrodinamic al corpului de apă subterană ROJI06 Lunca și terasele Dunării - Calafat a fost realizat prin interpolarea nivelurilor măsurate în zilele de 04 - 05 iulie 2020 în forajele din Rețeaua Hidrogeologică Națională și a cotelor absolute măsurate pe râurile Jiu, Desnățui, Topolnița, Crihaia, Orevița și fluviul Dunărea, în campania de teren din zilele de 04 - 05 iulie și a nivelurilor înregistrate la stațiile hidrometrice Gruia, Bechet, Calafat, Băilești, Goicea, Cujmir, Corlățel (Figura 4.1.1.31).

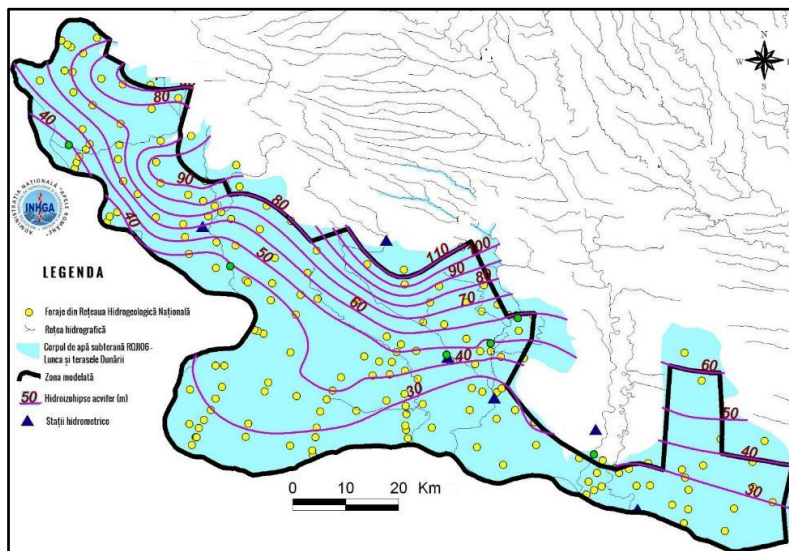


Figura 4.1.1.31 Spectrul hidrodinamic al acviferului freatic – corpul de apă subterană ROJ106

Spectrul hidrodinamic permite stabilirea direcțiilor de curgere și analiza variației gradientului hidraulic de-a lungul liniilor de curent.

Gradientul hidraulic variază între 2.0 ‰ în sud-estul corpului și 4 -5 ‰ în zona nordică.

Pe baza modelului conceptual realizat în cele trei etape (model spațial, parametric, hidrodinamic), s-a realizat modelul de curgere al acviferului freatic din corpul de apă subterană ROJ106 (Figura 4.1.1.32), utilizând pachetul Modflow.

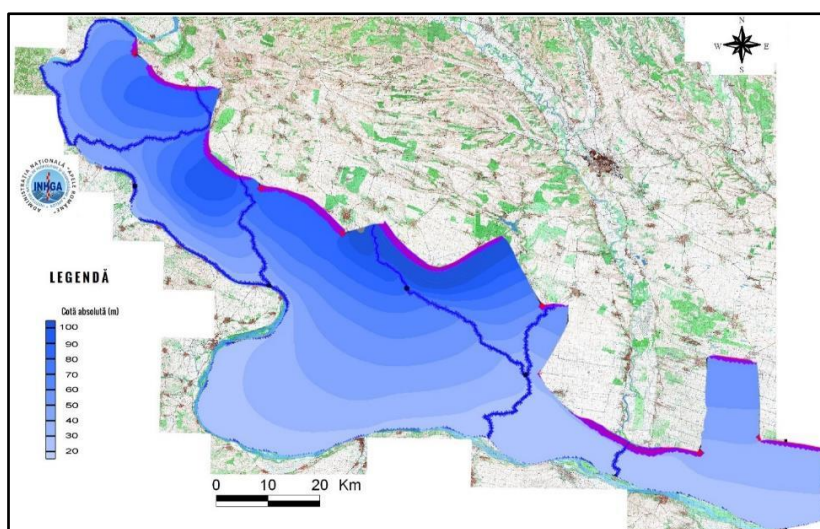


Figura 4.1.1.32 Modelul numeric al corpului de apă subterană ROJ106, regim natural de curgere al apei subterane

În figura 4.1.1.32, se observă faptul că cota absolută a nivelului hidrostatic variază între 20.0 m și 110.0 m și că în general rețeaua hidrografică este alimentată din subteran, cu excepția zonei de sud-est a corpului în care râurile sunt în echilibru cu acviferul și au schimburi reduse de apă. Direcția generală de curgere a apei subterane este dispune zonele mai înalte spre Dunăre.

Din analiza hărții utilizării terenului (Figura 4.1.1.33) se observă că suprafața corpului de apă subterană este acoperită în proporție mare (76%) de terenuri agricole.



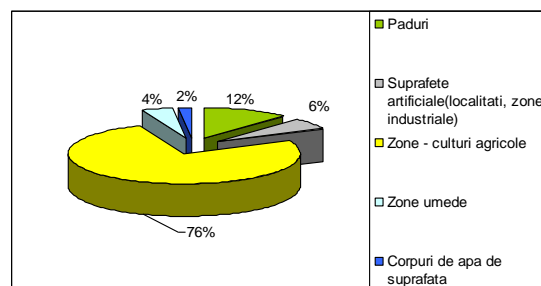
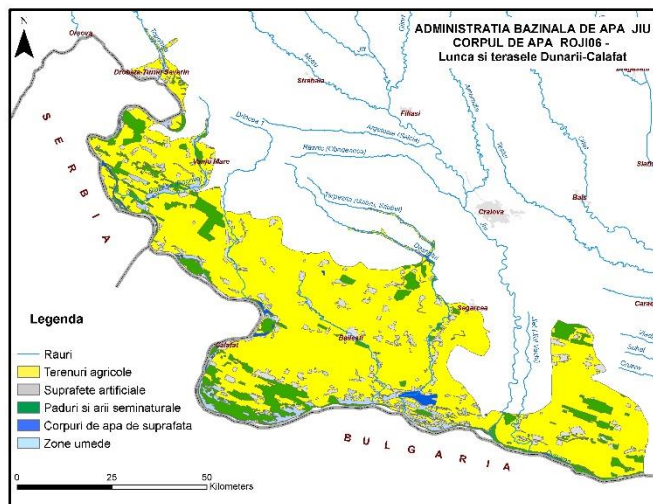


Figura 4.1.1.33 Utilizarea terenului pentru corpul de apă subterană ROJ106

### Corpul de apă subterană ROJ107 - Oltenia

Corpul de apă subterană de adâncime, de vârstă daciană, este de tip poros-permeabil.

Pe parcursul realizării celui de-al doilea Plan de Management Bazinal a fost completată caracterizarea acestui corp de apă subterană.

Depozitele daciene, în cuprinsul Câmpiei Olteniei, au o largă răspândire, fiind întâlnite din valea Drinței până în valea Oltului. Ele lipsesc în sectorul Dunăre-Drința și în lunca Dunării din sectorul Jiu-Olt.

În sectorul cuprins între Plenița, Giubega, Sud Ceratu, Horezu Poenari, Bechet, depozitele daciene se găsesc imediat sub depozitele aluvionare ale teraselor și luncilor Dunării și Jiului. În rest ele sunt acoperite de depozite romaniene. Se constată o creștere continuă a grosimii depozitelor daciene de la vest la est și de la sud la nord.

Complexul acvifer al Dacianului este constituit, la partea sa inferioară din nisipuri mărunte cu frecvente concrețiuni grezoase, care trec, spre partea superioară, la nisipuri fine cu intercalații argiloase. Creșterii în grosime a Dacianului, de la sud la nord, îi corespunde o înmulțire accentuată a nivelelor pelitice reprezentate printr-o succesiune de marne și argile, cu intercalații de nisipuri și nivele cărbunoase. În zona Craiova depozitele daciene depășesc 150,0 m grosime.

Stratele acvifere din complexul Dacian au grosimi însemnate ajungând la peste 70 m în sectorul Drința-Desnățui. În rest ele formează o alternanță continuă de strate permeabile și strate impermeabile care, în general comunică între ele.

Variația faciesului hidrogeologic are loc atât pe verticală, cât și lateral, trecându-se aproape brusc de la orizonturi permeabile la orizonturi impermeabile. Această situație se întâlnește în special în partea superioară a Dacianului, în bază depozitele fiind uniforme, chiar pe distanțe mari.

Culcușul complexului acvifer al Dacianului este constituit din marnele și argilele pontiene. În sectorul confluenței Jiului cu Dunărea nisipurile daciene repauzează peste un banc de nisipuri fine argiloase de vârstă pontiană. De asemenea, în extremitatea sud-estică a perimetrului depozitele daciene stau transgresiv peste marnele sarmațiene. Coperișul complexului acvifer Dacian, acolo unde se găsesc depozite romaniene, este constituit din argilele și marnele acestui etaj. În rest complexul acvifer dacian este în legătură hidraulică directă cu orizontul acvifer freatic (sectorul Drința - Desnățui).

În perimetrul Piemontului Getic complexul acvifer dacian se întâlnește la adâncimi reduse în jumătatea vestică a perimetrului, adâncimi ce cresc treptat spre est.

Majoritatea forajelor adânci executate în principalele văi au captat depozitele de vârstă Pliocen superior (dacian și romanian) la un loc astfel că datele obținute la aceste foraje sunt cumulate și cu caracter informativ.

Litologic, complexul acvifer se caracterizează prin existența în bază a unor nisipuri cu rare elemente de pietrișuri, spre partea superioară stratele acvifere au o granulometrie mai fină (nisipuri și nisipuri fine) fiind separate de orizonturi impermeabile argiloase.



Grosimea stratelor acvifere este însemnată atingând valori de peste 50 m (perimetrul Jiu-Motru).

Culcușul complexului acvifer dacian este format din marne și argile pontiene sau din marne și nisipuri meoțiene. Coperișul complexului este format din argile romaniene: în zonele în care Romanianul lipsește aluviunile luncilor stau direct peste depozitele Daciene. Această situație se întâlnește în nordul și vestul perimetrului unde depozitele luncilor Motrului superior, Hușniței și Coșuștei repauzează peste depozitele daciene, dar și în sud, în lunca Dunării.

În Câmpia Olteniei stratele acvifere din depozitele daciene se alimentează din precipitații în zonele situate în sudul perimetrului unde acestea aflorază, din orizontul freatic acolo unde există legatură hidraulică directă între acestea, precum și din apele de suprafață ale Dunării, Jiului și Oltului unde acestea formează talvegul acestor cursuri de apă.

Direcția de curgere este orientată de la sud la nord conform cu zonele de afundare a depozitelor daciene. Tot în aceasta direcție crește și presiunea de strat, în zonele situate în jumătatea nordică a câmpiei apele devenind arteziene, în special în lunca Jiului.

Nivelul piezometric al apelor subterane cantonate în complexul acvifer Dacian este puternic ascensional și artezian.

Coeficientul de filtrație și transmisivitatea prezintă valori mici, marcând o deplasare redusă a apei în strat (0,9 m/zi în zona Ișalnița, 0,44 m/zi în zona Celaru).

În Piemontul Getic alimentarea stratelor acvifere din cadrul complexului acvifer dacian se realizează prin infiltrarea precipitațiilor în zonele în care acestea aflorază și din orizonturile acvifere superioare în zonele în care există legatură hidraulică directă între acestea și complexul Dacian.

Direcția generală de curgere a apelor subterane din Dacian urmărește în general înclinarea stratelor.

Apele subterane din complexul acvifer Dacian prezintă niveluri piezometrice puternic ascensionale și arteziene. Toate forajele hidrogeologice săpate în principalele văi au confirmat caracterul ascensional și artezian al apelor din Dacian.

La Prunișoru un foraj a captat intervalele 108-123 m și 163-177 m apa fiind sub presiune, nivelul apei stabilindu-se la -51,00 m de sol.

În lunca Motrului un foraj executat la Steicu a interceptat stratele acvifere daciene a căror grosime însumează peste 50 m.

La Rogojelu, în lunca Jiului, a fost executat un foraj hidrogeologic pentru investigarea formațiunilor daciene.

La Târgu Cărbunești a fost executat un foraj hidrogeologic al cărui nivel piezometric artezian s-a stabilizat la +5,65 m. Debitul obținut la pompările experimentale este de 22 l/s pentru S = 9,0 m.

Forajul executat la Filiași indică ape subterane arteziene cu nivelul piezometric stabilizat la +2,40 m.

Caracterul ascensional sau artezian al apelor subterane din complexul acvifer dacian este funcție de morfologia terenului; în zonele de luncă acestea sunt arteziene.

Debitele obținute la pompările experimentale au valori ridicate, ajungându-se la valori de cca. 100 l/s. Aceasta se datorează atât granulometriei grosiere a stratelor cât și presiunii de strat ridicate.

Coeficientul de filtrare are valori constant ridicate, atingând valori de 21,2 m/zi (F Rogojelu). Valorile calculate ale transmisivității fiind dependente de coeficientul de filtrație și grosimea stratelor, indică și ele valori ridicate ( $466 \text{ m}^2/\text{zi}$ ).

Din punct de vedere hidrochimic apele subterane cantonate în complexul acvifer Dacian îndeplinesc condițiile de potabilitate admisibile, fiind ape bicarbonate cu mineralizația totală până la 1 g/l și duritatea totală sub 30 grade germane în zona Motru- Rovinari-Tg.Cărbunești, unde sunt folosite la alimentarea cu apă a orașelor respective.

Importanța economică a acestui complex este cu totul deosebită datorită atât capacității mari de înmagazinare a apei cât și presiunii de strat ridicate.

Pentru investigarea Dacianului au fost săpate forajele H84 Broșteni, H102 Corcova, H109 Fața Cremenii, H111 Lunca Banului, H112 Priboiești, H113 Gura Motrului.

În forajul de la Băilești acviferul dacian inferior se dezvoltă între adâncimile de 150-280 m, având o grosime de 130 m (Figura 4.1.1.34).

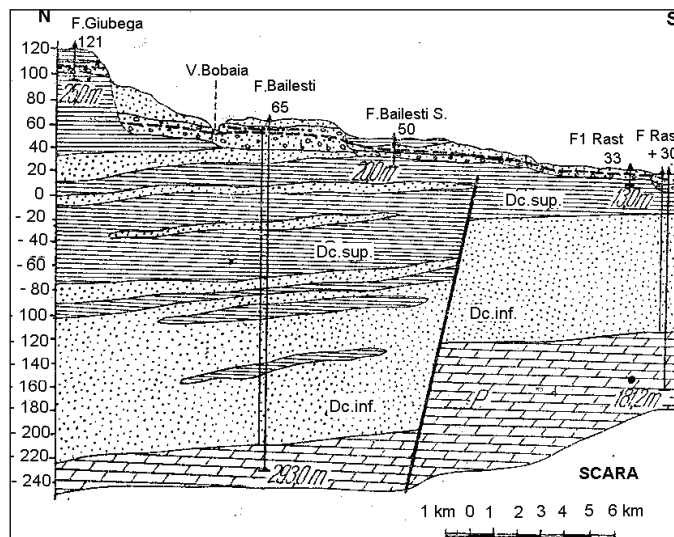


Figura 4.1.1.34 Secțiune hidrogeologică prin Câmpia Olteniei între Giubega și Rast

O serie de foraje precum Băilești, Plenița, Urzicuța captează nisipurile acvifere de vârstă Dacian inferioară, (Figura 4.1.1.35) (Cârlan, 1982). În forajul de la Bistreț, finalizat la adâncimea de 101 m, sunt captate depozitele acvifere acumulate în depozitele Dacianului inferior.

Patul impermeabil al hidrostructurii acumulate în depozitele daciene este construit din marne și argile ponțiene.

Acoperișul acviferului este constituit din argilele Dacianului superior sau din aluviunile cuaternare.

Hidrostructura daciană este influențată de elementele structurale majore (falii), acestea având repercursiuni asupra dezvoltării spațiale, a grosimii orizonturilor acvifere și asupra dinamicii apelor subterane.

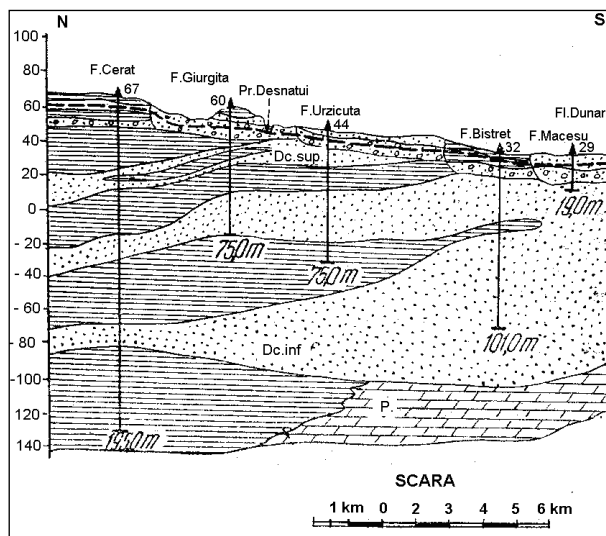


Figura 4.1.1.35 Secțiune hidrogeologică prin Câmpia Olteniei între Cerăt și Măceșu de Jos

Acviferul acumulat în depozitele de vârstă dacian superioară a fost interceptat în forajul Moțăței, pe o grosime de 22 m și în forajul Balasan, pe o grosime de 43 m (Figura 4.1.1.36).

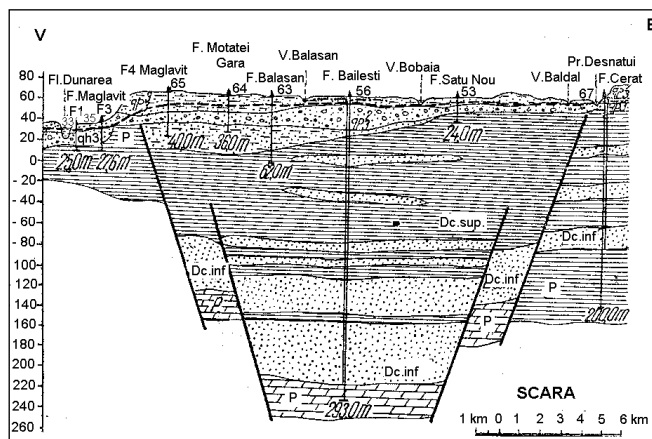


Figura 4.1.1.36 Secțiune hidrogeologică prin Câmpia Olteniei între Dunăre și Desnățui

Din punct de vedere litologic, stratele acvifere acumulate în Dacianul superior sunt constituite din nisipuri cu rare intercalații de pietrișuri, în alternanță cu strate impermeabile argiloase, uneori cu cărbuni, iar în cazul acviferului inferior, litologia este constituită dominant din nisipuri în care apar uneori argile cu dezvoltare lenticulară.

### Corpul de apă subterană ROJI08 – Tg. Jiu

Corpul de apă subterană de adâncime este de tip poros-permeabil, cantonat în depozite de vârstă sarmațian - meoțiană. Depozitele sarmațiene lipsesc la vest de Jiu. La est sunt reprezentate prin trei orizonturi: inferior, constituit din nisipuri, marne și gresii cu faună de apă dulce, mediu, predominant grezos cu faună salmastră și superior, nisipos - grezos, cu faună de apă dulce. Grosimea totală a depozitelor meoțiene este de 300 - 350 m.

În vestul depresiunii Sarmațianul este dezvoltat în facies marnos-argilos; în centrul depresiunii, în zona Bumbesti-Curtișoara se acumulează în facies psamo-psefitic, favorizând acumularea unor mari rezerve de ape subterane.

În aceste depozite, la nord de Tg. Jiu, în ulucul depresionar de la Bumbesti – Curtișoara - lezurenii se dezvoltă un complex acvifer de vârstă sarmațian - meoțiană deosebit de productiv.

Corpurile de apă subterană ROJI01, ROJI02, ROJI03, ROJI04 sunt amplasate în zona montană și ROJI07, ROJI08 sunt de adâncime. Pentru acestea nu se realizează modele de curgere a apei subterane datorită faptului că nu există un număr suficient de foraje de monitorizare.

Tabelul 4.1.1.2 Rezultatele aplicării modelului conceptual

Nr.	Nume corp de apă	Cod corp de apă	Cota absolută a culcușului acviferului	Cota absolută a nivelului hidrostatic	Direcția generală de curgere
1	Lunca și terasele Jiului	ROJI05	30.0 m S - 340.00 m NE	40.0 m - 210.0 m	NV-SE
2	Lunca și terasele Dunării	ROJI06	7.0m S - 130.0m N	20.0 m - 110.0 m	NE-SV, spre fluvial Dunărea