ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტი

გეოლოგიის დეპარტამენტი

გურამ ქუთელია

საძიებო გეოფიზიკა

გრავიძიება

თბილისი

სარჩევი

	შესავალი	
1	სიმძიმის ძალა და მისი პოტენციალი	
2	გეოიდი	
3	დედამიწის შინაგანი აგებულება	
4	დედამიწის ქერქის აგებულება	
5	იზოსტაზიის თეორია	
6	სიმძიმის ძალის ცვალებადობა დედამიწის შიგნით	
7	სიმძიმის ძალის ცვალებადობა დროში	
8	მზისა და მთვარის მიზიდულობით გამოწვეული სიმძიმის ძალის ცვალებადობა (პერიოდული ვარიაცია)	
9	სიმძიმის ძალის რედუქციები	
	9.1. შეწორება განედზე	
	9.2. სიმძიმის ძალის რედუქცია სიმაღლეზე	
	9.3. სიმძიმის ძალის რედუქცია შუალედურ ფენზე	
	9.4. ბუგეს რედუქცია	
	9.5. სიმძიმის ძალის რედუქცია რელიეფზე	
	9.6. იზოსტაზიური შესწორება	
10	სიმძიმის ძალის ანომალიები და მათი განაწილება დედამიწის ზედაპირზე	
11	სიმძიმის ძალის აბსოლუტური და ფარდობითი გაზომვები	
12	ზოგადი ცნობები გრავიმეტრების შესახებ	
	12.1. კვარცის ასტაზირებული გრავიმეტრი	
13	გრავიმეტრიული აგეგმვა. აგეგმვის ძირითადი სახეები	
14	ქანების სიმკვრივეები და მათი განსაზღვრა	
	14.1. სიმკვრივის განსაზღვრის ჰიდროსტატიკური ხერხი	
	14.2. სიმკვრივის განსაზღვრის არაპირდაპირი ხერხები	
15	გრავიმეტრიული მონაცემების ინტერპრეტაცია	
16	გრავიმეტრიის პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანები	
17	პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანა ერთგვაროვანი სფეროსათვის	
18	შებრუნებული ამოცანა ჰორიზონტული წრიული ცილინდრისათვის	
19	რეგიონული და ლოკალური ანომალიები	
20	წიაღისეულ საბადოთა ძიება გრავიმეტრიული მეთოდით	
	ლიტერატურა	

1. სიმძიმის ძალა და მისი პოტენციალი

მსოფლიო მიზიდულობის კანონი აღმოჩენილი იყო ისააკ ნიუტონის მიერ მე-17 საუკუნის ბოლოს, რომლის თანახმად, ყველა სხეული იზიდავს ერთმანეთს ძალით, რომელიც პროპორციულია მათი მასისა და უკუპროპორციულია მათ შორის მანძილის კვადრატისა.

დაუშვათ, რომ ერთმანეთისაგან დაშორებულ A და B წერტილებში, რომელთა შორის მანძილი არის r, მოთავსებულია m_1 და m_2 მასა (ნახ. 1). მაშინ მათ შორის მოქმედებს მიზიდულობის **F** ძალა, რომელიც თანახმად ნიუტონის კანონისა ტოლია

$$\mathbf{F} = f\,\frac{m..m}{r^2} \qquad (1.1)$$

სადაც f – უნივერსალური გრავიტაციული მუდმივაა. ამ სიდიდის რიცხვითი მნიშვნელობა ნიუტონის დროს არ ყოფილა განსაზღვრული. მისი პირველი გაზომვა ლაბორატორიულ პირობებში 1798 წელს კავენდიშმა ჩაატარა. დღეისათვის Si სისტემაში f-ის რიცხვითი მნიშვნელობა ტოლია $6{,}67\cdot10^{-11}$ $მ^3$/კგ.$წმ^2$-ისა ხოლო, CGS სისტემაში $f=6{,}67\cdot10^{-8}$ $სმ^3$/გ.$წმ^2$, ანუ $6{,}67\cdot10^{-8}$ დინს. Si სისტემაში f ძალა ნიუტონებში გამოისახება (1 ნიუტონი = 10^5 დინს). რიცხობრივად არის ძალა, რომლითაც ერთმანეთს იზიდავს 1 სანტიმეტრით დაშორებული ორი თითო გრამი მასის მქონე სხეული. დადგენილია, რომ f-ის რიცხვითი მნიშვნელობა არ არის დამოკიდებული მიმზიდველი სხეულის მასაზე და ნივთიერებაზე. (1) ფორმულა სამართლიანია არა მარტო წერტილოვანი მასის შემთხვევაში, არამედ მაშინაც, როდესაც მიმზიდველი მასები ერთგვაროვანია და სფერული ან კონცენტრული ფენების სახითაა წარმოდგენილი. აქვე შევნიშნოთ, რომ მისი გამოყენება მაშინაც იძლევა პრაქტიკულად დამაკმაყოფილებელ შედეგს, როცა m_1 და m_2 არაერთგვაროვანი სხეულებია, მაგრამ მანძილი მათ შორის საგრძნობლად დიდია. ამიტომ, იმისათვის, რომ ეს კანონი დედამიწის შემთხვევისთვის გამოვიყენოთ, უნდა დავუშვათ, რომ დედამიწა წარმოადგენს სფერულ, ერთგვაროვან სხეულს, რომელიც არ ბრუნავს. მაშინ ძალა, რომელიც მოქმედებს დედამიწის ზედაპირზე მოთავსებულ მასაზე, ტოლია

$$F = f\,\frac{M.m}{R^2} \qquad (1.2)$$

სადაც M – დედამიწის მასაა, ხოლო R – მისი საშუალო რადიუსი. თუ დავუშვებთ, რომ m=1, (1.2)-დან მივიღებთ გამოსახულებას, რომელიც g-თი აღინიშნება

$$g = f\,M/r^2. \qquad (1.3)$$

g მიზიდულობის ველის დაძაბულობაა და რიცხობრივად უდრის ძალას, რომლითაც დედამიწა მიიზიდავს მისგან r მანძილით დაშორებულ ერთეულოვან მასას. (ამ დროს მიღებულია, რომ დედამიწის მასა ისე მოქმედებს, თითქოს ის დედამიწის სფეროს ცენტრში იყოს კონცენტრირებული)

(1.3) გამოსახულებას (1.2)-ში ჩავსვამთ მივიღებთ ნიუტონის მეორე კანონს

$$F = mg \qquad \text{ან} \qquad g = \frac{F}{m} \qquad (1.4)$$

ანუ **ძალა (F) გაყოფილი მასაზე (m) უდრის აჩქარებას (g), რომელსაც მიიღებს მიზიდულობის ზეგავლენით სიცარიელეში თავისუფლად ვარდნილი მასა**. ცხადია, ველის დაძაბულობა g აგრეთვე ვექტორია, რომელიც მიზიდულობის ძალის F ვექტორის მიმართულებას ემთხვევა. ზემოთქმული უფლებას გვაძლევს გავაიგივოთ მიზიდულობის ველის

დაძაბულობა აჩქარებასთან და შემდეგში (1.3) ფორმულის მარცხენა ნაწილში მუდამ ვიგულისხმოთ აჩქარება.

დედამიწა არ არის უძრავი, უსიცოცხლო სფერო, ამიტომ მის ზედაპირზე მოთავსებულ მასაზე მიზიდულობის გარდა ცენტრიდანული ძალაც მოქმედებს, რომელიც გამოწვეულია დედამიწის ბრუნვით საკუთარი ღერძის გარშემო.

მექანიკიდან ცნობილია, რომ თუ m მასა მოთავსებულია ρ მანძილზე ბრუნვის ღერძიდან და ბრუნვა ხდება ω კუთხური სიჩქარით, მაშინ ცენტრიდანული P ძალა, რომელიც მიმართულია ბრუნვის ღერძის მართობულად, ტოლია:

$$P = \omega^2 \rho m. \qquad (1.5)$$

აქაც, ისევე როგორც მიზიდულობის ძალის შემთხვევაში, მიღებულია, რომ მოძრავი წერტილის მასა ერთის ტოლია და ცენტრიდანული აჩქარების ნაცვლად მივიღებთ ცენტრიდანული ძალის აჩქარებას, რომელიც მიმართულია ბრუნვის ღერძიდან ბრუნვის რადიუსის მიმარულებით

$$P = \omega^2 \rho. \qquad (1.6)$$

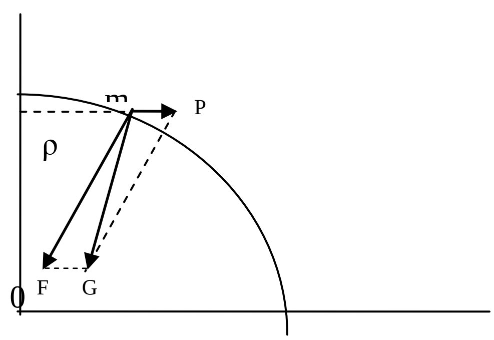
დედამიწის ზედაპირის შემთხვევაში ρ – არის გეოგრაფიული პარალელის რადიუსი, ხოლო ω – ბრუნვის კუთხური სიჩქარეა. ω-ს რიცხვითი მნიშვნელობის დასადგენად საჭიროა 2π გავყოთ წამებში გამოსახულ დღეღამის ხანგრძლივობაზე. ტერმინს დღეღამის ხანგრძლივობა შეიძლება მივცეთ შემდეგი განმარტება: ადგილობრივ მერიდიანზე მზის ორ გავლას შორის პერიოდი ტოლია

24სთ. x 60წთ. x 60წმ. = 86400 წმ.

მაგრამ დედამიწის ბრუნვის სიჩქარე უნდა განვსაზღვროთ არა მზის, არამედ ვარსკვლავების მიხედვით. ორბიტაზე დედამიწის გადაადგილების გამო მზიური დღეღამე 1/365 ნაწილით მეტია ვარსკვლავურ დღეღამეზე და ტოლია დედამიწის შემობრუნებისა ღერძის გარშემო 2π(1+1/365) კუთხით. ამიტომ, კუთხური სიჩქარის გაზომვისას დღეღამე 86164 წამის ტოლად უნდა მივიღოთ.

$$\omega = \frac{2\pi}{86164} \text{ წმ}^{-1} \qquad (1.7)$$

ამგვარად, დედამიწის ზედაპირის ყოველ m წერტილზე მოქმედებს F მიზიდულობისა და P ცენტრიდანული ძალა. მათი გეომეტრიული ჯამი წარმოადგენს ამ ძალთა G ტოლქმედს, რომელსაც სიმძიმის ძალა ეწოდება.



ნახ.1.1.

უნდა აღინიშნოს, რომ ცენტრიდანული ძალის მაქსიმალური მნიშვნელობის (ეკვატორზე) ფარდობა მინიმალურ მნიშვნელო-ზასთან შეადგენს 1/288, ანუ დედამიწის

გრავიტაციული ველის სტრუქტურაში ძი-რითადი წილი მიზიდულობის ძალაზე მოდის, ამიტომ შეგვიძლია ჩავთვალოთ, რომ F=G (ნახ. 1). ნახაზზე წრეხაზის მასშტაბი შეგნებულადაა დარღვეული.

სინამდვილეში **P** ძალა რამდენიმე ასეულჯერ ნაკლებია **F** ძალაზე და რეალურად **G** ტოლქმედის მიმართულება მცირედ განსხვავდება F ძალის მიმართულებისაგან. დედამიწა რომ წესიერი და ერთგვაროვანი სფერო ყოფილიყო, მაშინ მიზიდულობის F ძალა, მკაცრად დედამიწის ცენტრისაკენ იქნებოდა მიმართული, მაგრამ იმის გამო, რომ ეს პირობა არ სრულდება, ამიტომ F ძალაც ცენტრიდან ოდნავ გადახრილია.

დედამიწის ზედაპირზე სიმძიმის ძალის აჩქარების საშუალო მნიშვნელობა უდრის 979,1 გალს. სიმძიმის ძალის აჩქარება უმცირეს მნიშვნელობას ღებულობს ეკვატორზე (978,0 გალი), ხოლო უდიდეს მნიშვნელობას –პოლუსებზე (983,2 გალი). პოლუსებზე სიმძიმის ძალის გაზრდა 5,2 გალით ორი მიზეზით აიხსნება: ცენტრიდანულ ძალას მაქსიმალური მნიშვნელობა 3,4 გალი აქვს ეკვატორზე, ხოლო პოლუსებზე ეს ძალა 0-მდე მცირდება; ამავე დროს პოლუსებზე დედამიწის შებრტყელების გამო სიმძიმის ძალა 1,8 გალით იზრდება.

G-ს განზომილება Si სისტემაში არის მ/წმ². გრავიძიებაში უფრო ხშირად გა-მოიყენება CGS სისტემის ერთეული გალი, რომლის განზომილებაა სმ/წმ². ამ ერთეულს გალი, გალილეის პატივსაცემად დაერქვა. გალი არის აჩქარება, რომელსაც მიანიჭებს ერთ გრამ მასას ერთი დინი ძალა. პრაქტიკულ ერთეულს, რომელიც საერთოდ გეოფიზიკაში გამოიყენება G-ს გასაზომად, წარმოადგენს მილიგალი ($1\cdot10^{-3}$ გალი). თუმცა უკანასკნელ დროს სიმძიმის ძალის გაზომვის სიზუსტე იმდენად გაიზარდა, რომ საჭირო გახდა მიკროგალის ($1\cdot10^{-6}$ გალი) ცნების შემოღება.

ფრანგმა მათემატიკოსმა ლაგრანჟმა 1773 წელს აღმოაჩინა მიზიდულობის ველის დაძაბულობის მეტად მნიშვნელოვანი თვისება. კერძოდ, არსებობს ისეთი U(x,y,z) ჰარმონიული ფუნქცია, რომლის პირველი რიგის წარმოებულები x, y და z -ის მიმართ სათანადოდ ტოლია g_x, g_y და g_z სიდიდეებისა. ამ ფუნქციას, გაუსმა პოტენციალის ფუნქცია ან, უბრალოდ, პ ო ტ ე ნ ც ი ა ლ ი უწოდა.

პოტენციალის ფიზიკური აზრი მდგომარეობს შემდეგში: პოტენციალი არის მუშაობა, რომელიც უნდა დავხარჯოთ, რათა ერთეული მასა უსასრულობიდან m მასის ძალთა ველის მოცემულ წერტილში გადმოვიტანოთ.

დედამიწის გრავიტაციული ველი ეკუთვნის პოტენციალურ ველთა კლასს ანუ ისეთს, როდესაც დედამიწის გარშემო სივრცის ყოველ წერტილს (მიმზიდველი მასების გარეთ) შეიძლება შევუსაბამოთ რომელიღაც უწყვეტი და უწყვეტი წარმოებულების მქონე ფუნქცია. გარდა ამისა ამ ფუნქციის წარმოებულები x, y და z -ის მიმართ სათანადოდ ეტოლება სიმძიმის ძალის პროექციას ამ მიმართულებით, ანუ g_x, g_y და g_z სიდიდეებს. ასეთ ფუნქციას გრავიტაციული პოტენციალი ეწოდება და აღინიშნება W-თი. რაც შეეხება ცენტრიდანულ ძალას, აქაც შეიძლება მოინახოს ისეთი ჰარმონიული ფუნქცია V(x,y,z), რომლის პირველი რიგის წარმოებულები x, y და z -ის მიმართ ტოლი იქნება P_x, P_y და P_z სიდიდეებისა. ასეთი ფუნქცია, რომელსაც ცენტრიდანული ძალის პოტენციალი ეწოდება, არის

$$V = \frac{\omega^2}{2}\,(x^2 + y^2) \qquad (1.8)$$

ისევე როგორც სიმძიმის ძალა წარმოადგენს ორი ძალის – მიზიდულობის ძალისა და ცენტრიდანული ძალების გეომეტრიულ ჯამს, ასევე სიმძიმის ძალის პოტენციალი იქნება სიმძიმის ძალის W პოტენციალი იქნება მიზიდულობის U და ცენტრიდანული V ძალების პოტენციალთა ჯამი, მაშასადამე

$$W = U + V = f \int \frac{dm}{r} + \frac{\omega^2}{2} \quad (x^2 + y^2) \qquad (1.9)$$

ამიტომ, სიმძიმის ძალის მდგენელები x, y, z ღერძებზე შესაბამისად იქნება და ფუნქციათა სათანადო კოორდინატების მიმართ წარმოებულების ჯამი

$$\frac{\partial w}{\partial x} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x}, \quad \frac{\partial w}{\partial y} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial z} \qquad (1.10).$$

(1.10)-დან გამომდინარეობს, რომ სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა *dW/dz* რიცხობრივად უდრის სიმძიმის ძალის *dU/dz* მნიშვნელობას, რადგან *dV/dz* =0. შემდგომ მათ შორის არ იქნება რაიმე არსებითი გარჩევა და, როგორც წესი, მივმართავთ U(x,y,z) ფუნქციას.

U(x,y,z) პოტენციალი ხასიათდება ზოგიერთი გეომეტრიული წარმოდგენით, რომელსაც საფუძვლად უდევს დონებრივი ანუ იზოპოტენციალური ფართეულის ცნება. ანალიზური გეომეტრიიდან განტოლება U=C სადაც, C=const. გამოხატავს ფართეულს. თუ U – მიზიდულობის ძალის პოტენციალია, მაშინ ეს ფართეული დ ო ნ ე ბ რ ი ვ ი ანუ ი ზ ო პ ო ტ ე ნ ც ი ა ლ უ რ ი იქნება. ვთქვათ, C – თანამიმდევრობით ღებულობს მნიშვნელობებს: C+ΔC, C+2ΔC, C+3ΔC,..., სადაც ΔC უსასრულოდ მცირე სიდიდეა; მაშინ მივიღებთ: U+ΔU, U+2ΔU, U+3ΔU,..., დონებრივ ფართეულთა ოჯახს, რომლებიც ერთმანეთს არსად გადაკვეთს და ფარავს სივრცეს მიმზიდველი სხეულის ირგვლივ.

$$dU = g ds\, [\cos(g,x) \cos(s,x) + \cos(g,y) \cos(s,y) + \cos(g,z) \cos(s,z)] \qquad (1.10)$$

ანალიზური გეომეტრიიდან ცნობილია, რომ კვადრატულ ფრჩხილებში მოთავსებული გამოსახულება უდრის cos(g, s), ამიტომ

$$dU = g \cos(g,s) = g_s \qquad (1.11)$$

სადაც g_s აღნიშნავს g-ს გეგმილს s მიმართულებაზე. (1.11) გვიჩვენებს, რომ გრავიტაციული პოტენციალის წარმოებული ნებისმიერი მიმართულებით უდრის სიმძიმის ძალის მდგენელს ამ მიმართულებაზე.

ვთქვათ, s მიმართულება g-ს მართობულია, მაშინ cos(g,s)=0 და მივიღებთ dU =0, მაშასადამე U=const. ეს უკანასკნელი გვიჩვენებს, რომ **U ფუნქცია გამოსახავს დონებრივ ფართეულს, რომლის ყოველ წერტილში სიმძიმის ძალა მისი მართობულია**. ასეთ ფართეულს დონებრივი ანუ ეკვიპოტენციალური ფართეული ეწოდება. const. –ს სხვადასხვა მნიშვნელობა სხვადასხვა დონებრივ ფართეულს შეესაბამება. დონებრივ ფართეულს, რომელიც ემთხვევა ოკეანეების წყნარ ზედაპირს გეოიდი ეწოდება.

2. გეოიდი

გეოიდის, როგორც დონებრივი ფართეულის ცნება, პირველად 1878 წელს შემოტანილი იყო გერმანელი გეოდეზისტის ლ ი ს ტ ი ნ გ ი ს მიერ. გეოიდი ნიშნავს დედამიწის მსგავსს (გეა – ბერძნულად დედამიწა). ის წარმოქმნილია სფეროიდის ცნების ანალოგიურად, რაც აღნიშნავს სხეულს, რომლის ფორმა ახლოა სფეროს ფორმასთან. გეოიდის ცნების ქვეშ იგულისხმება დონებრივი ფართეული, რომელიც თანხვდება ოკეანის წყნარ ზედაპირს, გრძელდება კონტინენტების ქვეშ ისე, რომ ამ ფართეულის ნებისმიერ

წერტილში სიმძიმის ძალას ნ ო რ მ ა ლ ი ს მიმართულება აქვს. ამ თავისებურების გამო გეოიდი წონასწორულ ზედაპირს წარმოადგენს. გეოიდის ფორმა კონტინენტების ქვეშ თვალსაჩინოებისათვის შეიძლება შემდეგნაირად წარმოვიდგინოთ: დაუშვათ, რომ კონტინენტები დაფარულია ერთმანეთთან შეერთებული არხების ქსელით. ეს არხები იმდენად ვიწროა, რომ მათი გათხრისას ამოღებული მიწის უსასრულოდ მცირე რაოდენობა არ ცვლის სიმძიმის ძალის განაწილებას. ამავე დროს, ამ არხებში არ მოქმედებს კაპილარული და ხახუნის ძალები. თუ ოკეანეების წყალს გაუშვებთ ამ არხებში, ის რაღაც გარკვეულ დონეზე დადგება. ეს დონე იქნება გ ე ო ი დ ი ს ზედაპირი. ფორმით გეოიდი დედამიწის ელიფსოიდს უახლოვდება. ზოგან ის მის ზემოთ მოექცევა, ზოგან მის ქვეშ ვრცელდება, მაგრამ ყოველთვის ამოზნექილ ფორმას ინარჩუნებს.

ადრე დედამიწის ფიგურას სფეროსებურად მიიჩნევდნენ, მაგრამ როდესაც ნიუტონმა დედამიწის კუმშვის მოვლენა აღმოაჩინა, ეს წარმოდგენა შეიცვალა, და დედამიწა წარმოიდგინეს როგორც ელიფსოიდი, რომლის კუმშვა

$$\alpha = \frac{a+b}{a} \approx \frac{1}{297}$$

სადაც a და b დედამიწის ელიფსოიდის დიდი და მცირე ნახევარღერძებია.

ახლა, როდესაც დედამიწა ელიფსოიდად იქნა მიჩნეული, ელიფსოიდის სწორი ორიენტაციისას, დედამიწის ფიგურიდან მისი უდიდესი გადახრა ადგილის რელიეფით განისაზღვრება. ამ გადახრის ხაზოვანი ზომებია **ასეული** მეტრები, იშვიათად **ერთეული** კილომეტრები.

გეოიდის ცნების შემოტანა დიდად არ გვაახლოვებს დედამიწის ნამდვილ ფიგურასთან. ელიფსოიდიდან გეოიდის გადახრის ხაზოვანი ზომებია **ათეული** მეტრები და **ას** მეტრს არ აღემატება. ამიტომ, გეოიდის გადახრა დედამიწის ნამდვილი ფიგურიდან ისევ ასეულ მეტრებს, იშვიათად კი ერთეულ კილომეტრებს აღწევს. თუმცა ოკეანეებში გეოიდი ძლიერ უახლოვდება დედამიწის ფიზიკურ ზედაპირს – ოკეანის ზედაპირს და თითქმის ემთხვევა მას. მაშასადამე შეიძლება აღვნიშნოთ, რომ ელიფსოიდიდან გეოიდზე გადასვლას ხმელეთისათვის არ მივყავართ სიზუსტის რიგის გაზრდასთან და ეს ამოცანა მხოლოდ ოკეანეებისათვის წყდება. ამავე დროს, როგორც ცნობილია გეოიდს არაწესიერი ფორმა აქვს და ელიფსოიდისაგან განსხვავებით მისთვის არ შეიძლება დავწეროთ ჩვეულებრივი გეომეტრიული თანაფარდობა. ასე რომ, გეოიდის ზედაპირით სარგებლობა გეოდეზიური ამოცანების გადაწყვეტისას პრაქტიკულად შეუძლებელია. მაგრამ გეოიდის ცნების შემოტანას აქვს დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა. ჯერ ერთი, ჩვენ შეგვიძლია განვსაზღვროთ გეოიდის სიმაღლე ელიფსოიდის ზედაპირიდან და დედამიწის ფიზიკური ზედაპირის სიმაღლე გეოიდის ზედაპირიდან, რადგანაც არ არსებობს მეთოდი, რომლის საშუალებითაც შესაძლებელია დედამიწის ფიზიკური ზედაპირის სიმაღლის განსაზღვრა ელიფსოიდის ზედაპირიდან და მეორე – გეოიდი წარმოადგენს ზედაპირს, რომლისგანაც სიმაღლის ათვლა ხდება. ამბობენ, რომ სიმაღლე ზღვის დონიდან აითვლება. ამ დროს იგულისხმება, რომ ყველა ზღვის დონე ერთნაირია და გეოიდის ზედაპირს ემთხვევა. სინამდვილეში ეს ასე არ არის. ზღვის დონეები ერთნაირი არ არის და სიმაღლის ათვლა ხდება ოკეანის რაღაც საშუალო დონიდან, რომელიც მას ჰქონდა რამდენიმე წლის განმავლობაში. საქართველოს ტერიტორიისათ-ვის სიმაღლე აითვლება კრონშტადტის ფუტშტოკიდან, რომელიც ბალტიის ზღვის საშუალო დონეს ემთხვევა. მაშასადამე გარკვეული მიახლოებით შეგვიძლია დაუშვათ, რომ სიმაღლეები გეოიდის ზედაპირიდან აითვლება.

3. დედამიწის შინაგანი აგებულება

დედამიწა წარმოიქმნა და თანამედროვე მდგომარეობამდე ვითარდებოდა გრავი-ტაციული ძალების ველში, ემორჩილებოდა რა მსოფლიო მიზიდულობის კანონს. აღსა-ნიშნავია, რომ სწორედ გრავიტაციულმა ძალებმა ჩამოაყალიბა დედამიწა და განსაზღვრა მისი შემდგომი ევოლუციის მთელი პროცესი. გრავიტაციული ძალების გავლენით მიი-ღო დედამიწამ მისი ფორმა. გრავიტაციის გავლენამ გამოიწვია დედამიწაში ნივთიერე-ბის დისოციაცია, კერძოდ, მძიმე ელემენტების კონცენტრაცია ბირთვში და მსუბუქი ელემენტების გადაადგილება ზედაპირისაკენ. გრავიტაციამ განსაზღვრა ატმოსფეროს შედგენილობა და უზრუნველყო მისი შენარჩუნება.

დედამიწაზე ყველა თანამედროვე პროცესი სამ გარემოში – მყარ დედამიწაში, ოკეა-ნეებში და ატმოსფეროში – თუ შეიძლება ასე ითქვას, გრავიტაციის კონტროლქვეშ მიმ-დინარეობს. ამგვარად, დედამიწის გრავიტაციული ველი შეიცავს ინფორმაციას ჩვენი პლანეტის ფორმისა და შინაგანი აგებულების შესახებ.

დედამიწის შინაგანი აგებულების შესახებ ჩვენ ძალიან ცოტა რამ ვიცით. მაგალი-თად, ყველაზე ღრმა ჭაბურღილის სიღრმემ მხოლოდ 12.5 კილომეტრს მიაღწია, ანუ დე-დამიწის რადიუსის 0,0017 ნაწილს. ინფორმაციას დედამიწის ღრმა ფენების შესახებ მხო-ლოდ გეოფიზიკა გვაწვდის. ყველაზე მეტ მონაცემებს დედამიწის აგებულების შესახებ ჩვენ ვიღებთ დედამიწაში დრეკადი ტალღების გავრცელების შესწავლით.

დრეკადი რხევები დედამიწაში აღიძვრება ან მიწისძვრებისას ან მძლავრი ტექნიკუ-რი აფეთქებებისას. დრეკად ტალღებს მიეკუთვნება ზედაპირული ტალღები. ისინი ზე-დაპირთან ახლოს ვრცელდება და მათი სიჩქარეები და გავრცელების გზები დამოკიდე-ბულია დედამიწის ზედა ფენების სიმკვრივეზე. ამ ტალღებს მოაქვს ინფორმაცია დედა-მიწის ქერქისა და ზედა მანტიის აგებულების შესახებ. ეგრედ წოდებული მოცულობითი ტალღები მთელ დედამიწას განჭოლავს. რადგან დედამიწის ძირითადი ნაწილი მყარია, ამიტომ მასში მოცულობითი ტალღების ორ ტიპის ტალღებს შეუძლია გავრცელება – გასწვრივსა და განივს.

გასწვრივი ტალღები უფროს წრაფად ვრცელდება – მათი სიჩქარეები 5-დან 10 კმ/წმ-მდე იცვლება. დედამიწაში სხვადასხვა არაერთგვაროვნების არსებობის გამო სეის-მური ტალღები სხვადასხვა სიჩქარით ვრცელდება, ხოლო სიმკვრივეთა ცვლილების სა-ზღვარზე ან აირეკლება, ან კი გარდატყდება. ანსხვავებენ არაერთგვაროვნების სამ ტიპს:

1. ქიმიურად არაერთგვაროვან გარემოში სიღრმის მიხედვით სიმკვრივის მუდმივი ცვლილება ტემპერატურისა და წნევის გავლენით;

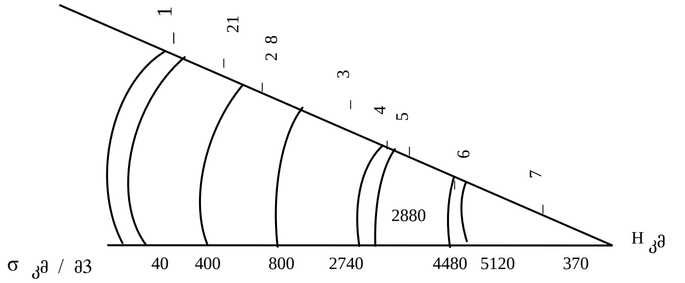
2. მკვეთრი საზღვრი ორ გარემოს შორის, როდესაც ეს ორი გარემო ერთმანეთისაგან შედგენილობისა და ფიზიკური თვისებების მიხედვით განსხვავდება;

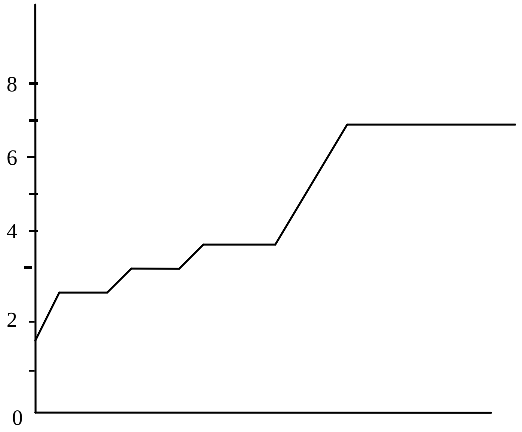
3. ქიმიური შედგენილობის ცვლილება ან ფაზური გადასვლები.

ყველა ეს არაერთგვაროვნება იწვევს ტალღების გავრცელების გზების გამრუდებას. პირველ შემთხვევაში ხდება მიმართულების მდორე ანუ უწყვეტი ცვლილება და შესაბა-მისად იზრდება გავრცელების სიჩქარე. ორ სხვა შემთხვევაში დაიკვირვება სიჩქარის ნახტომისებური ცვლილება და გამყოფ საზღვარზე მკვეთრი არეკვლა ან გარდატეხა.

ასეთ ტალღებზე დაკვირვებით შეიძლება მივიღოთ ინფორმაცია ტალღის გავრცე-ლების გზაზე სიმკვრივის ცვლილებისა და სიმკვრივეთა საზღვრების არსებობის შესა-ხებ. ის ფაქტი, რომ თხევად გარემოში განივი Vs ტალღები არ ვრცელდება გახდა დას-კვნის საფუძველი, რომ გარე ბირთვი თხევად მდგომარეობაში იმყოფება, ხოლო სიმ-

კვრივეთა საზღვრებიდან Vp ტალღების არეკვლამ საშუალება მოგვცა გამოგვეთვალა ამ საზღვრების ჩაწოლის სიღრმე და აგვეგო დედამიწის შინაგანი აგებულების მოდელი.





ნახ. 2. დედამიწის შინაგანი აგებულების მოდელი. 1. ქერქი; 2. ზედა მანტია, ა – სილიკატების ზონა, ბ – ფაზური გადასვლების ზონა; 3. ქვედა მანტია; 4. გარდამავალი ზონა; 5. გარე ბირთვი (თხევადი მეტალი); 6. გარდამავალი ზონა; 7. ბირთვი (მყარი მეტალი).

ზედა ფენა – დედამიწის ქერქი, იმყოფება კრისტალურ მდგომარეობაში. მისი სიმძლავრე კონტინენტებზე 30-70 კილომეტრია, ხოლო ოკეანეებში 3-17კმ. დედამიწის ქერქის ქვედა საზღვარს წარმოადგენს რაღაც გარდამავალი არე, რომელზედაც დრეკადი ტალღების გავრცელების სიჩქარე ნახტომისებურად იცვლება 6-6,7-დან 7,5-9,0 კმ/წმ-მდე. ამას შეესაბამება სიმკვრივის ასევე ნახტომისებური ცვლილება 2500-3000 კგ/მ^3-დან ქერქში 3300 კგ/მ^3-მდე მანტიის ზედა ფენაში, რომელიც სილიკატებისაგან შედგება. ქერქიდან მანტიაში გარდამავალ ამ ზონაში ხდება ნივთიერების მდგომარეობის ცვლილება: კრისტალურიდან ის გარდაიქმნება პლასტიურ, ამორფულ ნივთიერებად. ეს არე ნათლად დაიკვირვება როგორც სეისმური ტალღების განაწილების სურათზე, ასევე გრავიტაციულ ანომალიებში. მან მიიღო მოხოროვიჩიჩის საზღვრის სახელი, იმ იუგოსლაველი მეცნიერის საპატივცემულოდ, რომელმაც პირველმა აღმოაჩინა და შეისწავლა იგი.

მოხოროვიჩიჩის საზღვრის ქვეშ განლაგებულია ე. წ. დედამიწის გარსი ანუ მანტია. ის ვრცელდება 2700-2900 კმ სიღრმემდე. მანტია ორ ფენად იყოფა: ზედა მანტია, რომელიც აღწევს 900-1000 კმ სიღრმეს და სახელდობრ მანტია, რომელიც 2900 კმ სიღრმემდე ვრცელდება. ზედა მანტიაში დაახლოებით 400 კმ სიღრმეზე იწყება ნივთიერების ფაზური გადასვლების ზონა და მისი ქიმიური შედგენილობის ცვლილება.

მანტიის შემადგენელი ნივთიერება პლასტიურ მდგომარეობაში იმყოფება. ზედა მანტიაში სიღრმის ზრდასთან ერთად იზრდება დრეკადი ტალღების გავრცელების სიჩ-

ქარეები. ქვედა მანტიის საზღვართან ეს ზრდა შედარებით ნელდება, სამაგიეროდ სიმკვრივე იწყებს მატებას. მანტიაში ნივთიერების პლასტიურობის გამო შესაძლებელი ხდება ამ ნივთიერების გადადინება და სხვადასხვა ტრანსფორმაციები, რომლებიც სიმძიმის ძალის ანომალიებში აისახება.

დაახლოებით 2900 კმ სიღრმეზე იწყება ბირთვი. ბირთვში ვერ ვრცელდებათ განივი ტალღები, ხოლო გასწვრივი ტალღების გავრცელების სიჩქარეები მკვეთრად მცირდება 13 კმ/წმ-დან 8-10 კმ/წმ-მდე. ეს გვაიძულებს ვივარაუდოთ, რომ გარე ბირთვი თხევად მდგომარეობაში იმყოფება. ხოლო რაც შეეხება შიდა ბირთვს ის 4700-5100 კმ სიღრმიდან დედამიწის ცენტრამდე როგორც ჩანს მყარი უნდა იყოს.

4. დედამიწის ქერქის აგებულება

დედამიწის ქერქი წარმოადგენს დედამიწის სულ ზედა ფენას სიმძლავრით 3-დან 70 კმ-მდე. ის მანტიისაგან გამოყოფილია არით, რომელშიაც ხდება ქერქის კრისტალური ნივთიერების გადასვლა მანტიის პლასტიურ ნივთიერებაში. შედგენილობის მიხედვით დედამიწის ქერქი არაერთგვაროვანია. ასევე არაერთგვაროვანია ის სიმკვრივის თვალსაზრისითაც. ქერქში არაერთგვაროვნობის ყველაზე დიდი დარღვევები ვერტიკალური მიმართულებით ხდება. ქერქში ანსხვავებენ 3 ძირითად ფენას: დანალექ, Mგრანიტულ H და Mბაზალტურს. ფენების დასახელება პირობითია, ის მიუთითებს შემცველი ქანების ხასიათზე. მაგალითად Mგრანიტულია H ფენი, რომელიც ძირითადათ გრანიტების, გნეისების და სხვა ტიპის მჟავე ქანებისაგან შედგება. Mბაზალტურ H ფენას ძირითადად ფუძე და ულტრაფუძე ქანები შეადგენს. ამ ორ ფენას შორის საზღვარი არც ისე მკვეთრია, თუმცა მისი დადგენა შესაძლებელია სეისმური და გრავიტაციული მეთოდებით. ამ საზღვრის აღმომჩენი მეცნიერის საპატივცემულოდ მას კ ო ნ რ ა დ ი ს სახელი ეწოდა. უკანასკნელი მონაცემებით ეს საზღვრი არც თუ ყველგან არსებობს და სეისმოგრამებზე ხშირად არ დაიკვირვება. დედამიწის ქერქის ფენების სიმძლავრეების ურთიერშედარება სრულიად განსხვავებული შეიძლება იყოს. მაგალითად, შესაძლებელია, რომ ერთ-ერთი საერთოდ არ არსებობდედამიწის შემადგენელი ფენების ძირითადი მახასიათებლები მოყვანილია შემდეგ ცხრილში 1:

ცხრილი 1

ფენა	ფენის სიმძლავრე, კმ		დრეკადი გასწვრივი ტალღის სიჩქარე, კმ/წმ	ქანების სიმკვრივე, კგ/მ^3
	კონტინენტებზე	ოკეანეებზე		
დანალექი	0 – 15	0 – 1	5,5	1800 – 2500
გრანიტული	10 – 40	როგორც წესი არ არსებობს	5,5 – 6,4	2500 – 2700
ბაზალტური	15 – 40	6 – 10	6,0 – 7,0	2700 – 2900

შესამჩნევად იცვლება დედამიწის ქერქის სიმკვრივე ჰორიზონტული მიმართულებითაც. ეს დაკავშირებულია სტრუქტურულ და ფაციალურ (ანუ ნალექდაგროვების პირობებთან დაკავშირებული) ცვლილებებთან.

დაიკვირვება ქერქის სამი ტიპი: კონტინენტური, ოკეანური და გარდამავალი. კონტინენტური ტიპის ქერქის სიმძლვრე ბაქნებზე 30-35 კმ-ს აღწევს, ძველ მთათა სისტემებში 60-70 კმ-ს, ხოლო ალპიური ტიპის ახალგაზრდა მთებში ქერქი უფრო თხელია და 40-50 კმ-ს არ აღემატება.

მთების სიმაღლე ზღვის დონიდან რამოდენიმე კილომეტრს აღწევს. ქერქის სიმძლავრე მთების ქვეშ 40-50 კმ-ია, ხოლო ბაქნების ქვეშ კი 30-35 კმ. ამგვარად კონტინენტური ქერქი მოგლუვებული და გაზვიადებული ფორმით იმეორებს გარე რელიეფს.

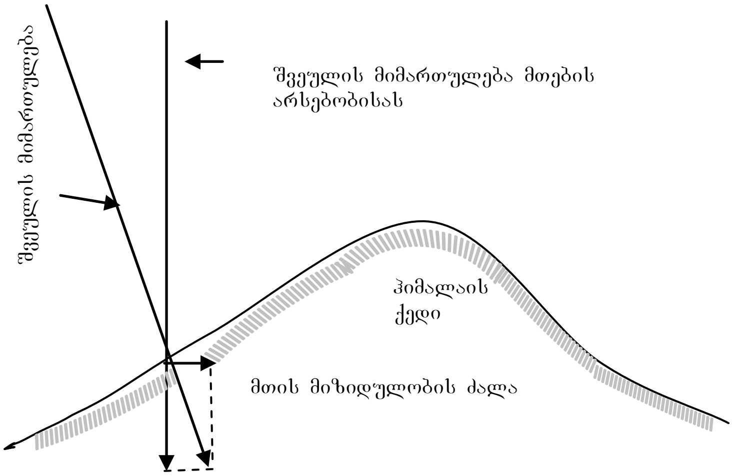
ოკეანური ქერქი საკმაოდ თხელია და 15-17 კმ-ს არ აღემატება. ის არ შეიცავს გრანიტებს და გადაფარულია ნალექების თხელი (1 კმ-მდე) ფენით.

გარდამავალი ქერქი – ეს არის შელფური არეები და და კონტინენტური ბექობი და შეესაბამება გადასვლას ხმელეთიდან ოკეანეში.

ქერქს ზედა მანტიისაგან მოხოროვიჩიჩის საზღვარი ჰყოფს. მიუხედავად იმისა, რომ ეს საზღვარი კარგად დაიკვირვება სეისმოძიებით, ბოლო გამოკვლევებმა ცხადყო, რომ ეს მკვეთრი საზღვარი კი არ არის, არამედ ფენა მთელი რიგი ამრეკლავი ჰორიზონტებით. უკანასკნელ ხანს ქერქის მოდელის აგებისას უშვებენ, რომ ის გრადიენტულ-ფენობრივი აგებულებისაა. ასე ეწოდება სიღრმის მიხედვით სიმკვრივის მონოტონურ ზრდას ქერქის ყველა ფენაში, რასაც თან ახლავს ზოგიერთ საზღვარზე სიმკვრივის ნახტომისებური გადასვლები.

5. იზოსტაზიის თეორია

სიმძიმის ძალის განაწილების ხასიათი დედამიწის ზედაპირზე ქერქის აგებულებაზეა დამოკიდებული. ამიტომ, თუ ვიცით ეს განაწილება, შეიძლება ვიმსჯელოთ ქერქის აგებულებაზეც. პირველი გეოფიზიკური თეორია ქერქის აგებულების შესახებ, რომელიც XIX საუკუნის შუა წლებში ჩამოყალიბდა, წარმოიშვა გრადუსული გაზომვების შედეგების დამუშავების დროს გამოვლენილი შეუსაბამობის ახსნასთან დაკავშირებით; მას *იზოსტაზიის* ანუ დედამიწის ქერქის წონასწორობის თეორია ეწოდა.



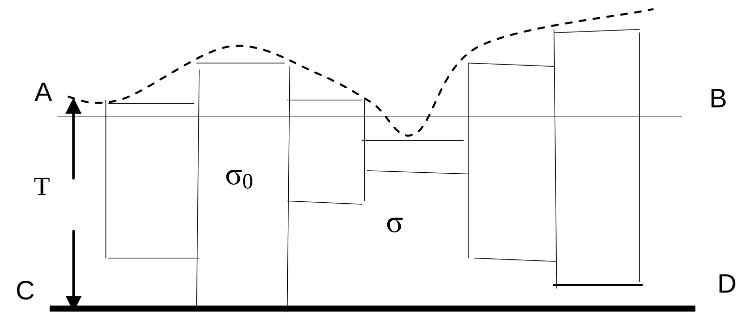
ნახ. 3

იზოსტაზიის ცნების წარმოშობის ისტორია იწყება შვეულის გადახრის გაზომვებისაგან, რომელიც ჩატარდა ინდოეთში დაახლოებით 150 წლის წინათ. ამ დროს ინგლისელები ჰიმალაის გარშემო ინტენსიურ გეოდეზიურ აგეგმვას აწარმოებდნენ. ჯორჯ პრატი, რომელიც ამ აგეგმვას ხელმძღვანელობდა, ამავე დროს, ყოველ წერტილში ზომავდა შვეულის გადახრას ვერტიკალური მდგომარეობიდან ნახ. 3. ნახაზიდან ჩანს, რომ შვეულის გადახრის θ კუთხე ტოლია ჰიმალაის ქედის მიზიდულობის ფარდობისა g-თან. პრატის მიერ გაზომილი გადახრის კუთხე და თეორიული მნიშვნელობები მოყვანილია ცხრილში 2.

ცხრილი 2

გაზომვის პუნქტი	გაზომილი ფარდობითი მნიშვნელობა	გამოთვლილი მნიშვნელობა	გამოთვლილი ფარდობითი მნიშვნელობა
კალიანა	+3.367″	+27.853″	+20.944″
კალიანპური	–1.869″	+11.968″	+5.059″

ცხრილში ყველაზე საყურადღებო ფაქტი ის არის, რომ გაზომილი მნიშვნელობები გაცილებით ნაკლებია თეორიულად გამოთვლილ მნიშვნელობებზე. რით უნდა აიხსნას ეს განსხვავება? ჰიმალაის ქედი და მის მიერ შექმნილი მიზიდულობის ძალის ჰორიზონტული მდგენლი რეალობაა, რაშიც ეჭვს ვერ შევიტანთ. იმისათვის კი, რომ შევამციროთ მიზიდულობის ძალის ჰორიზონტული მდგენელი და გავათანაბროთ გამოთვლილი და გაზომილი მნიშვნელობები, საჭიროა დაუშვათ, რომ ჰიმალაის ქედის ქვეშ არსებობს უარყოფითი მასა, რომელიც მიზიდულობის ძალას აკომპენსირებს. გაეცნო რა პრატის ამ რეზულტატებს, გრინვიჩის ასტრონომიული ობსერვატორიის დირექტორმა ე რ ი მ (1855) წარმოადგინა მოდელი, რომლის საშუალებითაც შეეცადა ამ ამოცანის გადაწყვეტას (ნახ. 4).



ნახ. 4. ერის მოდელის სქემა

ამ მოდელის თანახმად დედამიწის ქერქი, შედგენილი შედარებით მსუბუქი ნივთიერებისაგან რომელსაც ს ი ა ლ ი (SiAl) ეწოდება, ცურავს უფრო მკვრივ და ბლანტ ნივთიერებაზე, რომელსაც ს ი მ ა (SiMa) ეწოდება. ქერქი დაყოფილია სვეტებად, ***რომლებსაც ერთნაირი სიმკვრივე და სხვადასხვა მასა აქვს***.

სვეტები ტივტივებს ასევე ერთგვაროვან, მაგრამ უფრო მკვრივ და ბლანტ სიმაზე. ერის მიხედვით მთათა ქედები – ეს არის დედამიწის ქერქის შესქელება, რომელიც არა მარტო ზევითარის ამოწეული, არამედ ქვევით სიმაშიაც იძირება, ამიტომ, ამ ქედების ქვეშ, უფრო მკვრივი სიმას ნაცვლად ადგილს იკავებს ნაკლებად მკვრივი სიალის სვეტი. სიალის სვეტის მასა კი სიმასთან შედარებით უარყოფითია და ამით ქედის მიზიდულობის ეფექტური ძალა მცირდება. თუ სიალის სიმკვრივეს აღვნიშნვთ σ_0-ით, სიმას σ-თი, დედამიწის ქერქში ამოკვეთილი სვეტის სისქეს B-თი ხოლო მასში ჩაძირვის სიღრმეს b-თი, მაშინ არქიმედის კანონის თანახმად

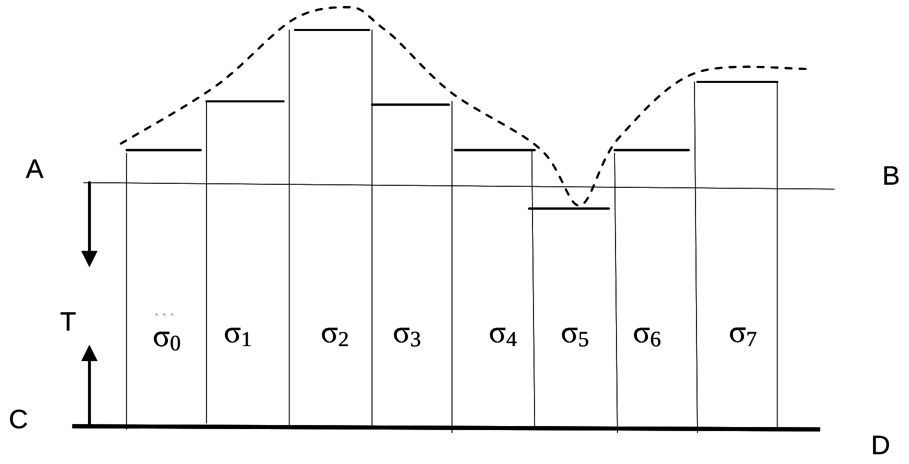
$$b\sigma = B\sigma_0 \quad \text{ან} \quad b = \frac{\delta_0}{\delta} \quad B.$$

აქედან სიმას ზევით მოთავსებული სვეტის სიმაღლე იქნება

$$B - b = B - \frac{\delta_0}{\delta} B = B\,(1 - \frac{\delta_0}{\delta}) = \frac{\delta - \delta_0}{\delta} B.$$

ერის ნაშრომის გამოქვეყნებიდან რამოდენიმე წლის შემდეგ პრატმა სხვა მოდელი შექმნა (1859), სადაც მან ერისაგან განსხვავებით დაუშვა, რომ დედამიწის ქერქის სიმკვრივე ერთნაირი არ არის; კერძოდ ის უფრო მცირეა იქ სადაც ქერქი ნაკლებად შეიკუმშა, მაგალითად მთების ქვეშ და პირიქით, ქერქი უფრო მკვრივია ძლიერი შეკუმშვის ადგილებში, მაგალითად ზღვების ქვეშ. ამავე დროს არსებობს გარკვეული სიღრმე, რომლის ზევით მოქცეული ნივთიერების წონა (იქნება ეს მაღალი მთები თუ ღრმა ზღვები) ერთნაირი ხდება. პრატი თვლიდა, რომ ეს სიღრმე დაახლოებით 200 კმ-ის ტოლია. პრატის მოდელშიც, ისევე როგორც ერის მოდელში ქედების ქვეშ სიალის მასა სიმასთან შედარებით უარყოფითია, რაც ასევე ხსნის შვეულის გადახრის მოვლენას.

პრატმაც ერის მსგავსად დედამიწის ქერქი ერთნაირი განივკვეთის მქონე ვერტიკალურ სვეტებად დაჰყო, რომლებიც ***სხვადასხვა სიმკვრივისა და მოცულობის, მაგრამ ტოლ მასებს შეიცავს***. (ნახ. 5).



ნახ. 5. პრატის მოდელის სქემა

ცხადია, ასეთი სვეტების ფუძეები ერთ სიღრმეზე განლაგდება, რადგან ისინი ერთი და იგივე ძალით აწვება ფუძეს და ქმნის ზედაპირს, რომელსაც ი ზ ო ს ტ ა ზ ი უ რ ი ანუ კომპენსაციის ზედაპირი უწოდეს. ანუ სხვა სიტყვებით, კომპენსაციის ზედაპირი ეს ის ზედაპირია, რომელზედაც მის ზემოთ განლაგებული ნივთიერების წონა ერთნაირია ამ ზედაპირის სიღრმეს კომპენსაციის სიღრმე ეწოდება.

ერის ჰიპოთეზაში ჰიდროსტატიკურ გათანაბრებას ადგილი აქვს CD ზედაპირზე, რომელიც ყველაზე ღრმა სვეტის ქვეშ გადის და ამ ზედაპირს სვეტები თანაბარი ძალით აწვება.

დაუშვთ ეს ზედაპირი CD ზღვის დონის ქვემოთ T სიღრმეზე ძევს, რელიეფის სიმაღლეა H; როცა H=0, მაშინ ვერტიკალური სვეტის სიმკვრივეა σ_0, ხოლო როცა $H \neq 0$, მაშინ ვერტიკალური სვეტის სიმკვრივეა σ. მაშინ, რადგან ყველა სვეტის მასა ტოლია, გვექნება:

$$\sigma\,(T + H) = \sigma_0\,T. \quad \text{აქედან } \sigma = \sigma_0 \frac{T}{T+H}$$

ამ უკანასკნელი ფორმულის საშუალებით შეიძლება გამოვიანგარიშოთ სვეტის საშუალო სიმკვრივე ნებისმიერი რელიეფისათვის; რაც უფრო მაღალია რელიეფი, მით უფრო ნაკ-

ლებია სვეტის საშუალო სიმკვრივე და პირიქით, ზღვებსა და ოკეანეების ქვეშ გამოკვეთილი სვეტების სიმკვრივე ყველაზე მეტია. ეს სიმკვრივე გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$(T - h)\,\sigma + 1030\,h = \sigma_0 \cdot T.$$

სადაც h ზღვის სიღრმეა, ხოლო 1030 კგ/მ^3 ზღვის წყლის სიმკვრივე, აქედან

$$\sigma = \frac{\delta_0 T - 1030h}{T - h}$$

ამ ფორმულების საფუძველზე ჩატარებული გაანგარიშება გვიჩვენებს, რომ მთის ქვეშ, რომლის საშუალო სიმაღლე 6 კმ-ია, სვეტის საშუალო სიმკვრივეა 2520 კგ/მ^3, ხოლო ოკეანის ქვეშ, რომლის სიღრმე საშუალოდ 5 კმ-ია – 2760 კგ/მ^3.

განხილულ ჰიპოთეზებს შორის ის ძირითადი განსხვავებაა, რომ პრატის სქემაში მაკომპენსირებელი მასები თანაბრადაა განაწილებული ვერტიკალური სვეტების მთელ სიმაღლეზე. ხოლო ერის სქემაში ეს მასები განაწილებულია სვეტების ფუძეებისაგან შედგენილ ზედაპირსა და ჰიდროსტატიკური გათანაბრების ზედაპირს შორის. სხვაგვარად, იზოსტაზიური კომპენსაცია წარმოებს ქერქის სიმკვრივის ცვალებადობის (პრატის ჰიპოთეზა) ან მისი სიმძლავრის ცვალებადობის გამო (ერის ჰიპოთეზა). სინამდვილეში ეს ორივე ფაქტორი ერთდროულად არსებობს რეალურ ქერქში და მონაწილეობს მის წონასწორობაში.

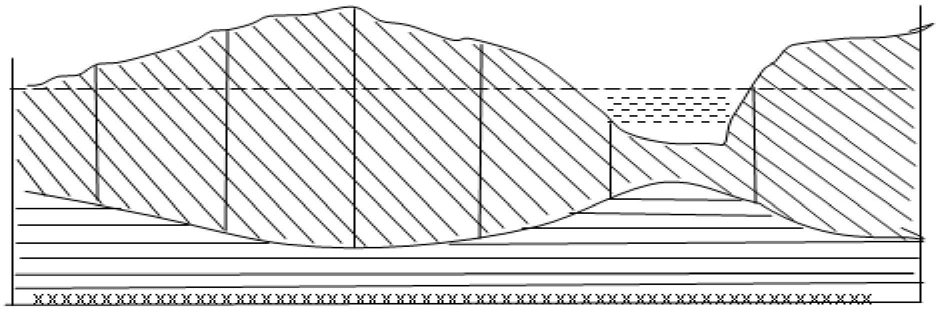
უნდა აღინიშნოს, რომ ორივე ჰიპოთეზა ზედმიწევნით სქემატურია და მთელი რიგი მნიშვნელოვანი დეფექტებით ხასიათდება. ასე მაგალითად, დაშვებულია, რომ სვეტებს, როგორი მცირე განიკვეთისაც არ უნდა იყოს, აქვს ვერტიკალური გადაადგილების უნარი, ვიდრე წონასწორობა არ დამყარდება. აქ უგულვებელყოფილია სვეტებს შორის ხახუნის ძალა და ის გარემოება, რომ სვეტები დედამიწაში თაღს ქმნის, რაც თავის მხრივ მათი მოძრაობის საწინააღმდეგო პირობებს ქმნის.

ამ დეფექტების ნაწილობრივ მაინც თავიდან ასაცილებლად შემოღებულ იქნა ცნებები ლოკალური და რეგიონული მასშტაბის განივკვეთის მქონე სვეტების გაწონასწორების შესახებ. პირველი მათგანი გულისხმობს მცირე განივკვეთის მქონე სვეტის, ხოლო მეორე – მხოლოდ დიდი (1000 კმ^2 და მეტი) განივკვეთის მქონე სვეტის დამოუკიდებლად გაწონასწორებას. ეს უკანასკნელი შეიძლება შეიცავდეს მცირე ზომის გაუწონასწორებელ სვეტებსაც.

გარდა ზემოთქმულისა, აღწერილ იზოსტაზიურ სქემებში არ არის გათვალისწინებული გარემოება, რომ სიღრმის მიხედვით ფენის სიმკვრივე იზრდება. ამიტომ იყო ცდა იზოსტაზიის პრინციპზე დაყრდნობით წარმოედგინათ დედამიწის ქერქში სიმკვრივის განაწილების უფრო მართებული სურათი. მაგალითად, ფინელი გეოდეზისტის ჰეისკანენის წარმოდგენით სიალის, ისევე როგორც სიმას შემადგენელი ქანების სიმკვრივე სიღრმის მიხედვით ნახტომისებურად იზრდება.

ერისა და პრატის ჰიპოთეზების განხილვისას ბუნებრივად ისმება კითხვა, რომელი ჰიპოთეზა უფრო ადვილად ხსნის გრავიტაციული ანომალიების არსებობას?

მათემატიკური თვალსაზრისით (თუმცა ამის გამოყვანას ჩვენ არ შევუდგებით), ორივე ჰიპოთეზა ერთნაირ, დამაკმაყოფილებელ შედეგს იძლევა. სამაგიეროდ, გეოლოგიური თვალსაზრისით ერის ჰიპოთეზა უფრო ახლოა სინამდვილესთან, რაც თანამედროვე კვლევებითაც დასტურდება.



ნახ. 6. ვენინგ-მეინესის მოდელის სქემა

1931 წელს ჰოლანდიელმა გეოფიზიკოსმა ვენინგ-მეინესმა შეიმუშავა იზოსტაზიის მოდერნიზებული ჰიპოთეზა. მან დედამიწის ქერქი წარმოიდგინა, როგორც მაგმაში მცურავი დრეკადი ფირფიტა, რომელიც მთების ქვეშ ჩაზნექილია და ეს ჩაზნექა მანამ გრძელდება, ვიდრე წონასწორობის მდგომარეობა არ დამყარდება (ნახ. 6). ჩაზნექის სიდიდე, რომელიც პროპორციულია: 1. დამატებითი მასისა; 2. ქანების დრეკადი თვისებისა და 3. დედამიწის ქერქის სიმძლავრისა, შეიძლება გამოანგარიშებულ იქნას დრეკადობის თეორიის გამოყენებით. ამგვარად , სიალის ჩაზნექილი ნაწილი იკავებს გამოდევნილი სიმას ადგილს. ვენინგ-მეინესის მიხედვით იზოსტაზიური წონასწორობა ორგვარად შეიძლება დამყარდეს: ა. სიალის სიმკვრივე მუდმივია, მაშინ კომპენსაცია ერის ჰიპოთეზის მიხედვით ხდება და ბ. სიალის სიმკვრივე სიღრმის მიხედვით თანდათან იზრდება, ვიდრე სიმას სიმკვრივეს არ გაუტოლდება.

მართალია, იზოსტაზიური თეორიები სქემატურია, მაგრამ მიუხედავად ამისა სიმძიმის ძალის ანომალიების შესწავლისას ვრწმუნდებით, რომ დედამიწის ქერქი მთლიანად, ან დიდ რეგიონებში, მართლაც მიისწრაფის წონასწორობისაკენ ერის თეორიის შესაბამისად. იზოსტაზიური წონასწორობის დარღვევა გეოტექტონიკური პროცესის ერთ-ერთი შედეგია და მოწმობს, რომ ეს პროცესი დღესაც მიმდინარეობს. ამის ნათელ დადასტურებას წარმოადგენს ეგრეთწოდებული **ბუნებრივი იზოსტაზიური ექსპერიმენტები**. ცნობილია, რომ დედამიწის ზოგიერთ რაიონში რელიეფი სწრაფად იცვლება. მაგალითად დღეისათვის ფინეთსა და სკანდინავიაში, აგრეთვე კანადის ჩრდილო ნაწილში ხმელეთის ზედაპირი იწევს მაღლა მაქსიმალური სიჩქარით 1 სმ/წელიწადში.

განვიხილოთ ხმელეთის ამოზევების საინტერესო მაგალითი ფენოსკანდიაში (ფინეთი + სკანდინავია). მართლაც, თუ გავზომავთ ძველი სანაპირო ზოლის სიმაღლის ნიშნულებს ფენოსკანდიის სხვადასხვა რაიონში შეიძლება განისაზღვროს ხმელეთის ამოზევების როგორც სიდიდე ისე სიჩქარე. გეოლოგების საერთო აზრით, რომლებიც მეოთხეულ ნალექებს სწავლობენ, პლეისტოცენური გამყინვარების შემდეგ ხმელეთის ზედაპირი ამ რეგიონში 500 მ-ით აიწია. რასაკვირველია ამოზევების სიჩქარის დადგენის ყველაზე ზუსტ მეთოდს გეოდეზიური წარმოადგენს. მართლაც, ნიველირების შედეგებმა, რომელიც 30-40 წლის ინტერვალით ტარდებოდა აჩვენა, რომ ბოტნიის სრუტის შუა ნაწილში ეს სიჩქარე ტოლია 9 მმ-სა წელიწადში. ეს მნიშვნელობა პერიფერიებისაკენ ნელ-ნელა მცირდება. ნულოვანი კონტურის შემდეგ ხმელეთი დაძირვას იწყებს, თუმცა საკმაოდ ნელა.

რატომ ხდება ხმელეთის აზევება და დაძირვა? ეს მოვლენა შემდეგნაირად შეიძლება ავხსნათ. უკანასკნელი გამყინვარების დროს ფენოსკანდია დატვირთული ყინულის მძლავრი საფარით (რომლის სიმძლავრე (2,5 კმ იყო) ჩაიძირა მანტიაში დაახლოებით 600-700 მეტრით. ყინულის დადნობის შემდეგ (დაახლოებით 10 000 წლის წინად), ჰიდროსტატიკური წონასწორობის პრინციპის შესაბამისად რეგიონმა ამოზევება დაიწყო. ცენტრალურ რაიონში ამოზევება და პერიფერიულში დაძირვა დღესაც გრძელდება. სხვა სიტყვებით რომ ვთქვათ, საქმე გვაქვს იზოსტაზიის ცოცხალ მაგალითთან. ამ პროცესის ძირითადი შედეგი ის არის, რომ დღეს ქერქქვეშა მასალის დინება მიმართულია ცენტრალური ზეგანისაკენ. მყინვარმა გამოიწვია ლითოსფეროს ჩაღუნვა და ასტენოსფეროს ნივთიერების გვერდებზე გადადენა. მანტიის საკმაოდ დიდი სიბლანტის გამო, მყინვარის გადნობის შემდეგ ლითოსფეროს ჩაღუნვა ჯერ კიდევ არ არის კომპენსირებული და ამ ტერიტორიაზე დაიკვირვება სიმძიმის ძალის უარყოფითი ანომალია. ბოტნიურ სრუტეზე საშუალო ამპლიტუდა დაახლოებით –10-დან –15-მდე მგალის რიგისაა. თუ ჩავთვლით, რომ უარყოფითი ანომალია განპირობებულია მანტიის მასალის დეფიციტით (σ=3300 კგ/მ^3), რომელიც ჯერ კიდევ უნდა მოედინებოდეს ზეგანის ცენტრალური ნაწილისაკენ. ნარჩენი იზოსტაზიური აზევების h სიმაღლე შეიძლება გამოვიანგარიშოთ უსასრულო გავრცელების ჰორიზონტული ფენის მოზიდულობის ძალის ფორმულიდან

$$\Delta g = 2\pi f\sigma h$$

ამგვარად განსაზღვრული ნარჩენი ამოზევება ტოლია 75-100 მეტრისა.

იზოსტაზიური ექსპერიმენტების სხვა მაგალითებს ჩვენ ვხვდებით გრენლანდიასა და ანტარქტიდაში. ხმელეთის ზედაპირი, სანამ ის გადაიფარებოდა ყინულის მძლავრი ფენით, ალბათ ზღვის დონის ზევით მდებარეობდა, უფრო გვიან, ყინულის დაწნევის გამო, ხმელეთის ზედაპირი ზღვის დონის ქვევით ჩაიძირა იზოსტაზიური წონასწორობის შენარჩუნებისათვის. ამგვარად, გრენლანდიასა და ანტარქტიდაში ჩვენ ვხვდებით ბუნებრივი ექსპერიმენტის პირველ, ხოლო ფენოსკანდიაში – მეორე ფაზას.

6. სიმძიმის ძალის ცვალებადობა დედამიწის შიგნით

სიმძიმის ძალა დედამიწის შიგნითაც იცვლება და ამ ცვლილების ხასიათი დამოკიდებულია დედამიწაში მასების განაწილებაზე. დედამიწა ერთგვაროვან სფერულ სხეულს რომ წარმოადგენდეს, მაშინ სიმძიმის ძალა ზედაპირიდან ცენტრისაკენ ხაზოვნად შემცირდებოდა და ცენტრში ნულის ტოლი გახდებოდა. მაგრამ, დედამიწა არაერთგვაროვანი სხეულია და ამიტომ სიმძიმის ძალის ცვლილება მის შიგნით სხვა კანონების მიხედვით წარმოებს, რომლებიც დღეისათვის დადგენილი არაა, რადგან არ არის დადგენილი თვით დედამიწის აგებულება.

შეიძლება გამოვიყვანოთ დედამიწის შიგნით სიმძიმის ძალის ცვალებადობის მიახლოებითი ფორმულა. ამისათვის წარმოვიდგინოთ, რომ დედამიწა შედგება სხვადასხვა სიმკვრივის, მაგრამ ერთგვაროვანი კონცენტრული ფენსაგან და A შიდა წერტილია, რომელიც ცენტრიდან r მანძილითაა დაშორებული. ჩვენ ვიცით, რომ A წერტილის გარეთ მოთავსებული კონცენტრული ფენების მიზიდულობა ამ წერტილში ნულის ტოლია, ხოლო მის შიგნით მოთავსებული კონცენტრული ფენები ისე იზიდავს A წერტილს, თითქოს მათი შემადგენელი M_1 მასა მოთავსებული იყოს დედამიწის სფეროს ცენტრში. ამიტომ, განსახილველი სფერული მასის სიმძიმის ძალა A წერტილში იქნება:

$$g = f\ \frac{M_1}{r^2}\ . \qquad (6.1)$$

ადვილი წარმოსადგენია, რომ ცალკეული ρ რადიუსისა და dρ სისქის სფერული ფენის მასა

$$dm = 4\pi\sigma\rho^2\, d\rho. \qquad (6.2)$$

ვაინტეგროთ ეს გამოსახულება 0-დან   r საზღვრებში. მივიღებთ:

$$M_1 = 4\pi \int_0^{\kappa} \sigma\rho^2\, d\rho \qquad (6.3)$$

მაშასადამე

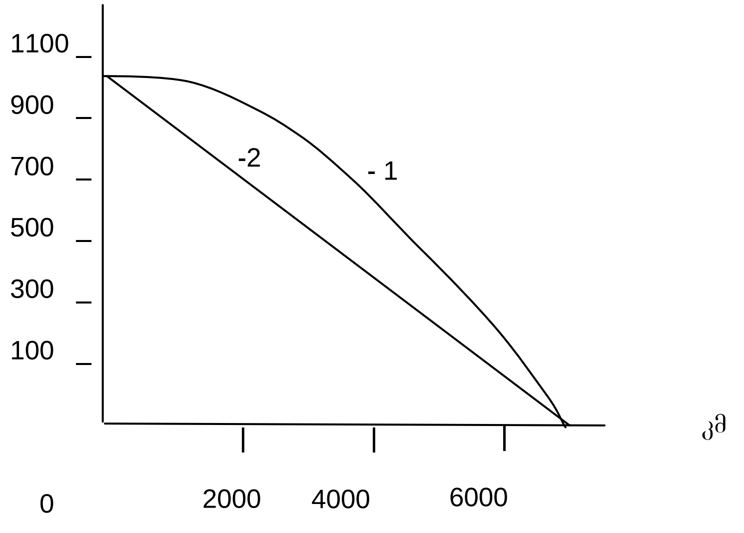
$$g = \frac{4\pi}{r^2}\ f \int_0^{r} \sigma\rho^2\, d\rho\ . \qquad (6.4)$$

ამ გამოსახულების ინტეგრებისათვის საჭიროა ვიცოდეთ დამოკიდებულება σ და ρ სიდიდეებს შორის. ამ დამოკიდებულების ამოხსნი, როგორც აღვნიშნეთ, შეიძლება მხოლოდ მახლოებითი იყოს და ემყარებოდეს ამა თუ იმ ჰიპოთეზას დედამიწის აგებულების შესახებ.

კლეროს აზრით დედამიწა აგებული იყო ერთგვაროვანი მაგრამ სხვადასხვა სიმკვრივის ელიფსური ფენისაგან. მან გამოიყვანა სიღრმის მიხედვით სიმკვრივის ცვალებადობის დიფერენციალური განტოლება. ამ განტოლებას ლეჟანდრის მიხედვით შემდეგი სახე აქვს:

$$\sigma = \frac{\delta_0 \sin n\rho}{n\rho}, \qquad (6.5)$$

სადაც σ_0 არის სიმკვრივე დედამიწის ცენტრში, ხოლო n – მამრავლია, რომელსაც რთული გამოსახულება აქვს. ამ ფორმულის მიხედვით, თუ დედამიწის კუმშვა α=1:297 ვღებულობთ, რომ სიმკვრივე დედამიწის ზედაპირზე უდრის 2600კგ/მ³, ხოლო ცენტრში 11600 კგ/მ³.



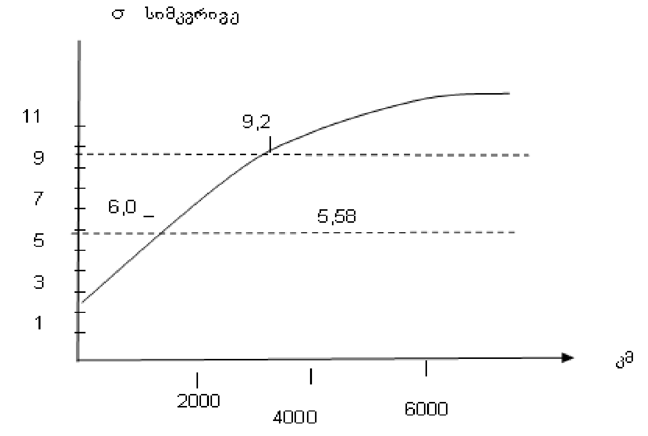
ნახ. 7. სიმძიმის ძალის ცვალებადობა დედამიწის შიგნით.
1 – როშის კანონის მიხედვით; 2 – ერთგვაროვანი დედამიწის შემთხვევაში.

როშის გამოკვლევით სიმკვრივის ცვალებადობა დედამიწის შიგნით შეიძლება გამოისახოს შემდეგი ფორმულით:

$$\sigma = \sigma_0\,(1 + \beta\rho^2) \qquad (6)$$

სადაც, σ_0 - არის სიმკვრივე დედამიწის ცენტრში და უდრის 10100 კგ/მ³ ; β-კოეფიციენტია, რომლის რიცხობრივი მნიშვნელობა ტოლია 0,764; ρ- გამოსახულია დედამიწის რადიუს ერთეულებში (ნახ. 7)

სხვა ავტორების მოსაზრებით, სიმკვრივე დედამიწის ფენების გამყოფ საზღვარზე ნახტომისებურად უნდა იცვლებოდეს, რასაც სეისმომეტრიული დაკვირვებები ადასტურებს (ნახ.8).



I
ნახ. 8.

აქ ჩამოთვლილ დაშვებებს სიმკვრივის ცვალებადობის შესახებ შეესაბამება დედამიწის შიგნით სიმძიმის ძალის სხვადასხვა ცვალებადობა, როგორც ეს ნაჩვენებია ნახ. 7. როშის დაშვებით დედამიწის შიგნით სიმძიმის ძალა გარკვეულ სიღრმემდე (დაახლოებით 1000 კმ-მდე) იზრდება და აჭარბებს 1000 გალს, ხოლო შემდეგ მცირდება ნულამდე დედამიწის ცენტრში. სიმძიმის ძალა რომ ნამდვილად იზრდება სიღრმესთან ერთად ეს დადასტურდა გაზომვითაც, რომელიც შახტებში 1000 მ სიღრმემდე იქნა ჩატარებული; თუმცა ისიც უნდა შევნიშნოთ, რომ ეს სიღრმე ძალზე მცირეა განსახილველი საკითხის კანონზომიერების დასადგენად.

7. სიმძიმის ძალის ცვალებადობა დროში

ჩვენ აქამდე ვგულისხმობდით, რომ სიმძიმის ძალა ყოველ მოცემულ წერტილში მუდმივია. თუმცა, დედამიწის ზედაპირზე სიმძიმის ძალა სხვადასხვა მიზეზის გამო შეიძლება იცვლებოდეს. მაგალითად: დედამიწაში გრუნტის წყლების დონის ცვლილება, ატმოსფეროში ჰაერის მასების გადაადგილება, დედამიწის ბრუნვის სიჩქარის ცვლილება, მზისა და მთვარის მიზიდულობის გავლენა, დედამიწის ქერქის ვერტიკალური მოძრაობა (ანუ რელიეფის სიმაღლის ცვლილება) დაბოლოს, დედამიწის სიღრმეში მასების გადაადგილება. სიმძიმის ძალის ცვლილება მოსალოდნელია იმ შემთხვევაშიც, თუ გრავიტაციული მუდმივა f შეიცვლა დროის მიხედვით. ამ პროცესებიდან ზოგი შედარებით სწრაფად მიმდინარეობს და მათ ***მოკლე-პერიოდული*** ეწოდება, ხოლო ზოგიერთი რო-

გორც წესი, ძლიერ ნელა, ამიტომ სიმძიმის ძალაც ნელა იცვლება, რის გამოც მას ***საუკუნეებრივს*** უწოდებენ.

მოკლეპერიოდიანი ვარიაციის კარგ მაგალითს წარმიადგენს გრუნტის წყლების დონის აწევა წვიმების დროს. თუ ქანების ფორიანობა 20%-ს აღწევს, ხოლო გრუნტის წყლების დონემ 1 მეტრით აიწია, მაშინ Δg-ს ზრდა გამოწვეული იქნება 20 სმ სიმძლავრის წყლის ფენის მიზიდულობით. ფორმულიდან

$$\Delta g = 2\pi f\sigma H = 2\pi f \cdot 1 \cdot 20 \approx 0{,}00001 = 0{,}01\text{მგალი} = 10 \text{ მკგალი.}$$

ასეთი რიგის სიდიდეები დაიკვირვება თანამედროვე მაღალი რიგის სიზუსტის აგეგმვისას. რასაკვირველია გრავიტაციული აგეგმვა არ გამოიყენება გრუნტის წყლების დონეზე დაკვირვებისათვის, მაგრამ მაღალი სიზუსტის დაკვირვებებისას გათვალისწინებული უნდა იქნას ყველა ის ფაქტორი, რომელსაც საბოლოო შედეგზე გავლენის მოხდენა შეუძლია.

ტაიფუნების ჩამოყალიბებისას მკვეთრად ეცემა ატმოსფერული წნევა, რაც ნიშნავს ჰაერის მასის უკმარისობას დაკვირვების წერტილის თავზე; გამომდინარე აქედან, ტაიფუნით მოცულ არეში მცირდება ატმოსფეროს მიზიდულობის ძალა. ეს ეფექტი რამდენიმე ათეულ მიკროგალს შეიძლება აღწევდეს, შესაბამისად შეიცვლე-ბა g-ს სიდიდეც.

უფრო მკვეთრ გავლენას იწვევს მზისა და მთვარის მიზიდულობის ძალები, რომლის ერთ-ერთი გამოვლინებაა მიმოქცევები. ამ საკითხზე უფრო დაწვრილებით შემდგომ გვექნება საუბარი.

აქამდე ჩვენ ვიხილავდით მოვლენებს, რომელთა გამომწვევი მიზეზები სრულიად ნათელი იყო. მაგრამ არის შემთხვევები, როდესაც საკითხი თავისთავად საინტერესოა მიუხედავად იმისა ამ მოვლენის გამომწვევი მიზეზი ბოლომდე ნათელია თუ არა. მაგალითად, დაუშვათ, რომ ძლიერი მიწისძვრებისას ან ვულკანების ამოფრქვევისას კატასტროფის მიმდებარე არეში ხდება g-ს ცვლილება. თუ ეს მართლაც ასეა, მაშინ დედამიწის სიღრმეში უნდა ხდებოდეს მასების გადაადგილება. ხოლო თუ ამ საკითხს არ დაუკავშირებთ მიწისძვრებსა და ვულკანურ ამოფრქვევებს, მაინც იბადება კითხვა: იწვევს თუ არა სიღრმული მასების ნელი გადაადგილება g-ს ნელ საუკუნეობრივ ცვლილებას? ასეთი საკითხების გადაწყვეტა მოითხოვს ზუსტ დაკვირვებების ჩატარებეს, რომლებიც პერიოდულად განმეორდება დროის დიდ მონაკვეთებში. მაგრამ, ვინაიდან ასეთი დაკვირვებების შესაძლებლობა მხოლოდ ამ ბოლო დროს შეიქმნა, ამიტომ სიმძიმის ძალის საუკუნეობრივი ვარიაციის ხასიათსა და და სიდიდეზე ნათელი წარმოდგენა ჯერ კიდევ არ არსებობს. ზოგიერთ მოსაზრებათა საფუძველზე სიმძიმის ძალის საუკუნეობრივი ცვლილება წელიწადში საშუალოდ 0,01-0,03 მგალს არ შეიძლება ჭარბობდეს; გამონაკლისი მოსალოდნელია მძლავრი ტექტონიკური მიწისძვრების რაიონში, რაც, კერძოდ, იაპონიაში იყო შემჩნეული.

დაუშვათ, 100 კმ სიმძლავრის დედამიწის ფენაში რაიმე პროცესის (ფაზური, პოლიმორფული და ელექტრონული გარდაქმნები; ქიმიური რეაქციები) შედეგად, სიმკვრივე 0,001 კგ/მ^3-ით შეიცვალა, მაშინ ფორმულიდან ვღებულობთ, რომ

$$\Delta g = 2\pi f\sigma H \approx 0{,}004 \text{ მგალი}$$

მაშასადამე სიმძიმის ძალა 0,004 მგალით შეიცვალა. თუმცა დანამდვილებით არ არის ცნობილი, თუ რა დრო იქნება ამისათვის საჭირო, ყოველ შემთხვევაში არა ნაკლებ ერთეული წლებისა. თანამედროვე გრავიმეტრები ხასიათდება გაზომვის ამავე რიგის

სიზუსტით; ამიტომ, სიმძიმის ძალის ვარიაციის გამოვლინება რამოდენიმე ათეულ წელზე ნაკლებ დროში პრობლემატური ხდება.

დავასახელოთ რამოდენიმე მიზეზი, რომელიც იწვევს დედამიწაზე სიმძიმის ძალის საუკუნეობრივ ცვლილებას. ასეთი მიზეზი სამია, მათგან ორი ლოკალურია, ანუ დედამიწის მიერ არის გამოწვეული, ხოლო მესამე – რომელსაც მთელი სამყაროსათვის აქვს მნიშვნელობა – ჰიპოთეთურია.

1. ცნობილია, რომ რომ დედამიწა მისი ღერძის გარშემო არათანაბრად ბრუნავს. ეს უთანაბრობა გაზომილია ზუსტი საათებისა და სხვა არაპირდაპირი მეთოდების საშუალებით. ამ უთანაბრობას რთული ხასიათი აქვს. არსებობს პერიოდული უთანაბრობა, რომელიც სეზონურ და მრავალწლიან პერიოდებს უკავშირდება. ამავე დროს აღრიცხულია დედამიწის ბრუნვის საუკუნეობრივი აჩქარება, რომელით თუმცა ძალიან ნელა, მაგრამ მაინც ამცირებს დღეღამის ხანგრძლივობას. არსებობს ცნობები ამ შემცირების შესახებ როგორც უკანასკნელი 2000, ისე ბოლო 200 წლის განმავლობაში.

დედამიწის ბრუნვის სიჩქარის ცვლილება სიმძიმის ძალაზეც აისახება. კერძოდ ის იწვევს ცენტრიდანული მდგენელის შეცვლას. თუ დედამიწის ბრუნვის სიჩქარე თანდათანობით ი ზ რ დ ე ბ ა, მაშინ უნდა გ ა ი ზ ა რ დ ო ს ცენტრიდანული მდგენელიც და ამის გამო შ ე მ ც ი რ დ ე ს სიმძიმის ძალაც. ეს შემცირება მაქსიმუმს ეკვატორულ სიბრტყეში აღწევს და პოლუსზე ნულამდე მცირდება.

2. დედამიწა უსიცოცხლო, გაცივებული სხეული არ არის, მის შიგნეთში მიმდინარეობს ფიზიკური და ქიმიური პროცესები: როდიოაქტიური ელემენტების დაშლა, არეების გაცხელება და გაცივება, ნივთიერების გადადენა ერთი ადგილიდან მეორეში და ა. შ. ეს პროცესები დედამიწის ზედაპირზე გამოვლინდება ვულკანების აქტივობაში, მიწისძვრებში, კუნძულების წარმოქმნასა და გაქრობაში, რღვევების გაჩენაში და მათ შორის ისეთი რღვევებისა, რომელთა სიგრძე რამოდენიმე ასეული კილომეტრია. მაგალითისათვის შეიძლება მივიყვანოთ სან-ანდრეასის რღვევა, რომლის სიგრძე 1500 კმ-ს აღწევს.

ცხადია, ამ პროცესებმა არ შეიძლება არ იმოქმედოს სიმძიმის ძალაზე. მკვრივი მასების მოდენამ უნდა გამოიწვიოს სიმძიმის ძალის ზრდა, ხოლო მათ გადინებამ და შეცვლამ ნაკლებად მკვრივი მასებით, სიმძიმის ძალის შემცირება. ამ ეფექტის აღმოჩენა გეოფიზიკას ხელში აძლევს ახალ, მძლავრ, იარაღს დედამიწის შინაგანი აგებულების შესასწავლად.

თეორიულად ეს ასეც უნდა იყოს, მაგრამ მიუხედავად ამისა, პერიოდულად მაინც ჩნდება ცნობები სიმძიმის ძალის საუკუნეობრივი ცვალებადობის შესახებ. მაგალითად 1870 წლიდან 1900 წლამდე ინდოეთში, დაკვირვების ოთხ პუნქტში, სიმძიმის ძალა თითქმის 100 მილიგალით შეიცვალა, ან იაპონიაში, სადაც 1922-დან 1925 წლამდე სიმძიმის ძალა დაკვირვების პუნქტში 70 მილიგალით გაიზარდა. ეს რომ ნამდვილად ასე ყოფილიყო, გეოფიზიკოსები დიდი პრობლემის წინაშე აღმოჩნდებოდნენ. მაგრამ, უნდა ვივარაუდოთ, რომ იმ დროს გაზომვის სიზუსტე არ იყო მაღალი, ხოლო დღეს იმ მონაცემთა შემოწმება შეუძლებელია. თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ უკანასკნელ წლებში გრავიმეტრების სიზუსტე იმდენად გაიზარდა, რომ დღეისათვის შესაძლებელია ვაწარმოოთ დაკვირვებები g -ს აპერიოდულ საუკუნეობრივ ცვლილებაზე.

თუმცა ამ გზაზე ძალიან დიდი წინააღმდეგობები გვხვდება. თუ ვლაპარაკობთ g-ს ცვლილებზე ერთი მიკროგალის სიდიდით, მაშინ დაკვირვების პუნქტის სიმაღლე 3 მმ-ის სიზუსტით უნდა იყოს ცნობილი. მაგარამ როგორ მოვიქცეთ, თუ დაკვირვების პუნქტის სიმაღლე თვითონ განიცდის ცვლილებას? შემდეგ, ინარჩუნებს კი გრავიმეტრი

მუდმივ მგრძნობიარობას წლებისა და ათეული წლების განმავლობაში? მგრძნობიარობის შესამოწმებლად უნდა ავიღოთ Δg ანათვალი ორ პუნქტში სადაც სიმძიმის ძალა ცნობილია; მაგრამ როგორ მოვიქცეთ თუ სიმძიმის ძალა ამ ორ საკონტროლო პუნქტში შეიცვალა? ამრიგად, გაზომვათა სიზუსტის ამაღლებისას წინ ზევრი პრობლემა გვხვდება, ამიტომ სიმძიმის ძალის ზუსტი და უტყუარი ცვალებადობის გამოვლინება არც ისე მარტივი საქმეა.

მიუხედავად ამისა ამ ბოლო დროს გამოჩნდა მონაცემები, რომელთა უტყუა-რობა ეჭვს არ იწვევს. შევჩერდეთ ზოგიერთ მათგანზე.

რიგი წლების მანძილზე, წელიწადში რამდენჯერმე ხდებოდა სიმძიმის ძალის სხვაობის გაზომვა ტოკიოს უნივერსიტეტის საყრდენ პუნქტსა და და კაკიოკას გრავიმეტრიულ პუნქტს შორის. მიღებულმა შედეგებმა აჩვენა, რომ ტოკიოში g-ს მნიშვნელობა მცირდება კაკიოკაში გაზომილ g-ს მნიშვნელობის მიმართ და ამ ცვლილების სიჩქარე წელიწადში 11 მკგალს აღწევს.

ტოკიოს უნივერსიტეტის ტერიტორიაზე გაბურღულია ღრმა ჭაბურღილი, რომელშიაც მრავალი წლის განმავლობაში აკვირდებიან გრუნტის წყლების დონეს. ამ დაკვირვებებმა აჩვენა, რომ გრუნტის წყლების დონე სისტემატურად იწევს დაბლა სიჩქარით 2 მ/წელ. გამომდინარე აქედან მცირდება გრუნტის წყლების მიზიდულობის ძალაც და თავდაპირველი უარყოფითი სხვაობა {g(ტოკიო) – g(კაკიოკა)} დროთა განმავლობაში კიდევ უფრო გაიზარდა, როდგან კაკიოკაში გრუნტის წყლების დონის ცვალებადობა არ აღინიშნება. გამოვთვალოთ g-ს ცვლილება გრუნტის წყლების დონის დაწევის ხარჯზე ტოკიოში. თუ ფორიანობის კოეფიციენტი 15%-ია, მაშინ წყლის მასის წლიური შემცირება შეესაბამება წყლის ფენას, რომლის სიმძლავრე ტოლია:

$$200\cdot 0.15=30 \text{ სმ}$$

ასეთი სიმძლავრის წყლის ფენის მიზიდულობის ძალა უდრის:

$$2\pi f\sigma H = 2\pi f\cdot 30 = 11 \text{ მკგალს}$$

რაც ზუსტად შეესაბამება სიმძიმის ძალის გაზომილ ცვლილებას. ამგვარად, ტოკიოში g-ს ცვლილება შეიძლება დაუკავშიროთ გრუნტის წყლების დონის დაწევას. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ეს დაკვირვებები 15 წელიწადი გრძელდებოდა.

ახლა განვიხილოთ შემთხვევა, როდესაც g-ს ცვლილება უშუალოდ უკავშირდება გრავიმეტრიული პუნქტის სიმაღლის ცვლილებას.

იაპონიაში სეისმურად ერთ-ერთ აქტიურ უბანზე პერიოდულად მიმდინარეობდა როგორც სიმძიმის ძალის გაზომვა, ასევე ტოპოგრაფიული ნიველირება. სეისმური აქტიურობის დასრულების შემდეგ აღმოჩნდა, რომ სიმაღლის მაქსიმალურმა ცვლილებამ შეადგინა 60 სმ, ხოლო სიმძიმის ძალისამ კი– 80 მკგალი.

3. დაბოლოს, მესამე შესაძლებელი მიზეზი სიმძიმის ძალის საუკუნეობრივი ცვლილებისა შეიძლება იყოს გრავიტაციული მუდმივის ***ჰიპოთეთური*** საუკუნეობრივი ცვლილება. ასე მაგალითად, ინგლისელი ფიზიკოსის დირაკის მიერ გამოთქმული იყო გაბედული აზრი, რომ ფუნდამენტური ფიზიკური მუდმივა f – რომელიც ნიუტონის კანონში განსაზღვრავს მიმზიდველი სხეულების ურთიერთქმედებას არ არის **მუდმივი** მკაცრი აზრით, არამედ ის ძალიან ნელა, საუკუნეებრივად მცირდება. თუ ეს ასეა, მაშინ დროთა განმავლობაში დედამიწის მიზიდულობის ძალაც უნდა შემცირდეს.

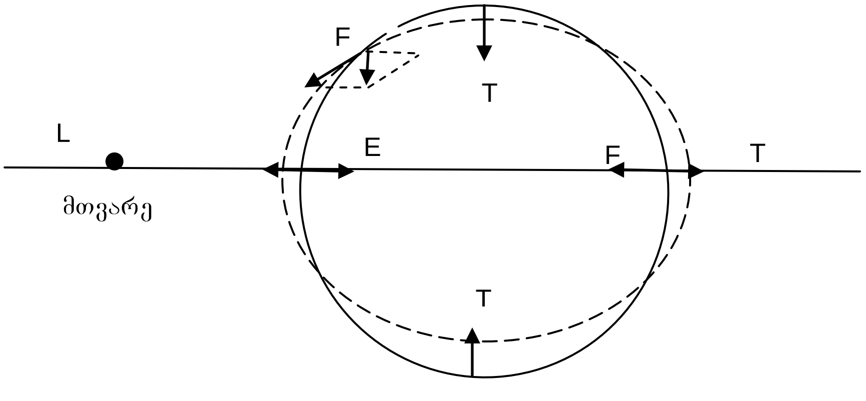
თანამედროვე ექსპერიმენტებიდან ყველაზე ზუსტი $10^{-11} - 10^{-12}$ რიგის დონემდე არ ადასტურებს ამ ჰიპოთეზას, მაგრამ ეს არ ნიშნავს, რომ ჰიპოთეზა არ დადასტურდება სიზუსტის უფრო მაღალი რიგის დროს.

8. მზისა და მთვარის მიზიდულობით გამოწვეული სიმძიმის ძალის ცვალებადობა

(პერიოდული ვარიაცია)

დედამიწის ყოველ წერტილში სიმძიმის ძალა მუდმივი არ არის. ის მზისა და მთვარის მიზიდულობის გამო განიცდის მცირე პერიოდულ ვარიაციას. ამის მიზეზია მზისა და მთვარის მდებარეობის ცვლილებას ამ წერტილის მიმართ. სიმძიმის ძალის ასეთ ცვლილებას მზე-მთვარის ვარიაციები ეწოდება. მთვარის მიზიდულობით გამოწვეული სიმძიმის ძალის მაქსიმალური ცვლილება, $\Delta g_{მთ..max}$=0,16452 მგალს აღწევს, ხოლო მზის მიზიდულობით გამოწვეული კი— $\Delta g_{მზ..max}$=0,07576 მგალს. მაქსიმალური ჯამური ეფექტი 0,24 მგალის ტოლია. ამ სიდიდეს ისეთივე რიგი აქვს, რაც თანამედროვე გრავიმეტრიულ გაზომვებს, ამიტომ გრავიმეტრიული სამუშაოებისას მათი გათვალისწინება აუცილებელია. ამისათვის შედგენილია სპეციალური ცხრილები, რომლებშიაც ყოველი გრძედისა და განედისათვის, დღეღამის ყოველი საათისათვის და წლის ყოველი დღისათვის მოცემულია მზე-მთვარის მიზიდულობით გამოწვეული სიმძიმის ძალის ცვლილების სიდიდეები.

როდესაც მნათობი მდებარეობს დაკვირვების პუნქტის თავზე, მაშინ სიმძიმის ძალა მცირდება. მცირდება აგრეთვე მისი პოტენციალი. ამის გამო, დონებრივი ფართეული, რომელიც დედამიწის ფიგურას განსაზღვრავს, მიმზიდველი სხეულის მიმართ რამდენადმე წაინაცვლებს ანუ ადგილი აქვს მოქცევას. წყალი იწყებს ამ მიმართულებით დინებას და მისი დონე იწევს ზევით. ასევე ამოზევდება ხმელეთიც. როდესაც მნათობი ***კვადრატურაშია***, ე. ი. მდებარეობს დაკვირვების წერტილში აღმართული შვეულისადმი 90^0-იანი კუთხით, ანუ ***ჰორიზონტზე***. მაშინ ადგილი ექნება მიქცევას. როდესაც მნათობი მდებარეობს დედამიწის საპირისპირო მხარეს დაკვირვების წერტილის მიმართ, კვლავ იწყება მოქცევა. ეს მოვლენა იმიტომ ხდება, რომ ორბიტაზე მოძრაობისას მთვარე დედამიწის მასების ცენტრის წანაცვლებას იწვევს.



ნახ. 9

მთვარის მიზიდულობის ძალა დედამიწის ყოველ ელემენტარულ მასაზე მოქმედებს, მაგრამ ეს მოქმედება მეტია დედამიწის იმ მხარეზე რომელიც მთვარისკენაა მიქცეული

და ნაკლებია საწინააღმდეგო მხარეს. მთვარის მიერ დედამიწის მიზიდვის ჯამური ძალა მოდებულია დედამიწის სიმძიმის ცენტრზე და მთვარისკენაა მიმართული. ამავე დროს, დედამიწის ყოველ ელე-

მენტარულ მასაზე ცენტრიდანული ძალა მოქმედებს, რომელიც წარმოიქმნება დედამიწის მოძრაობით მზის ირგვლივ (ნახ. 9). ეს ძალა მუდმივია დედამიწისათვის და მიმართულია მთვარის მიზიდულობის ძალის საწინააღმდეგოდ. ცენტრიდანული ძალა, მხოლოდ დედამიწის ცენტრში უტოლდება მთვარის მიზიდულობის ძალას, სადაც მათ ერთმანეთის საწინააღმდეგო მიმართულება აქვთ. სხვა დანარჩენ წერტილებში, ეს ძალები ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან როგორც სიდიდით ასევე მიმართულებით. მათი გეომეტრიული ჯამი ყოველ წერტილში ქმნის T ძალას, რომელსაც *მიმოქცევითი* ძალა ეწოდება. T ძალა გარკვეული კანონზომიერებით არის განაწილებული დედამიწის ზედაპირზე. ნახაზზე ჩანს, რომ მიმოქცევითი ძალა P წერტილში მთვარისკენაა მიმართული, ხოლო Q წერტილში, მის საწინააღმდეგოდ. R და N წერტილებში, ეს ძალები დედამიწის ცენტრისკენაა მიქცეული ამიტომ, მიმოქცევითი T ძალის გავლენით, დედამიწა ელიფსურ დეფორმაციას განიცდის. იმის გამო, რომ დედამიწა თავისი ღერძის გარშემო ბრუნავს, მისი ყოველი წერტილი დღეღამეში ორჯერ აღმოჩნდება გადიდებული და ორჯერ შემცირებული სიმძიმის ძალის პირობებში, რადგან დაკვირვების წერტილი დღეღამეში ორჯერ შორდება და უახლოვდება დედამიწის ცენტრს. ამავე დროს, დედამიწის დღეღამური ბრუნვის გამო ზედაპირის ამოწევა და დაწევა მიმოქცევითი ტალღის სახით მოგვევლინება. სწორედ ამიტომ დაიკვირვება სიმძიმის ძალის პერიოდული, დღეღამური ცვლილება როგორც სიდიდით, ისე მიმართულებით.

დედამიწის დონებრივი ფართეულის გადაადგილება მთვარისა და მზის გავლენით შემდეგ სიდიდეებს აღწევს:

დედამიწის ზედაპირის უდიდესი ამოზიდვა *მთვარის* გავლენით აღწევს 35.6 სმ, უდიდესი დაწევა 17.8 სმ, ანუ უდიდესი ამპლიტუდა 53,4 სმ-ს შეადგენს.

დედამიწის ზედაპირის უდიდესი ამოზიდვა *მზის* გავლენით აღწევს 16,4 სმ-ს, უდიდესი დაწევა კი – 8,2 სმ-ს, ანუ უდიდესი ამპლიტუდა 24,6 სმ-ია.

მთვარისა და მზის გარკვეული მდებარეობისას განსახილველი წერტილის მიმართ, დონებრივი ფართეულის გადახრის მაქსიმალურმა ამპლიტუდამ შეიძლება 78 სმ-ს მიაღწიოს. ასეთი სიმაღლისათვის შეიძლება მიეღწია მიმოქცევით ტალღას *აბსოლუტურად მყარი* დედამიწის შემთხვევაში, რომელიც იდეალურად დენადი სითხის გარსით იქნებოდა დაფარული. აბსოლუტურად მყარ დედამიწაზე მიმოქცევა არ იარსებებდა. სინამდვილეში დედამიწას აქვს ძირითადად თხევადი, ხოლო ადგილ-ადგილ მყარი, პლასტიური გარსი და თვითონაც არ არის აბსოლუტურად მყარი. ამიტომ მიმოქცევის ამპლიტუდა მდებარეობს იდეალური სითხის გარსიან და აბსოლუტურად მყარ, უგარსო დედამიწის მაქსიმალურ ამპლიტუდებს შორის, რაც რეალურად 51 სმ-ს შეადგენს ეკვატორისათვის. 50-60 განედს შორის ამპლიტუდა 40 სმ-მდე მცირდება.

ამგვარად, დედამიწა განუწყვეტლივ განიცდის პულსაციას. მიქცევის ტალღა განუწყვეტლივ მოძრაობს მასზე. ამას მხოლოდ იმიტომ არ ვგრძნობთ, რომ ის ძალზე ნელა, დაახლოებით 4 სმ/სთ სიჩქარით, მიმდინარეობს.

მთვარისა და მზის მიზიდულობის გავლენით წარმოიქმნება ოკეანური მოქცევები, რომლებიც დედამიწის ზოგიერთ რაიონში რამდენიმე მეტრს აღწევს.

მოქცევის მაქსიმალურ დონეებს დედამიწის სხვადასხვა წერტილში შემდეგი მნიშვნელობები აქვს:

პანდის სრუტე (კანადა) – 13,6 მ;

სევერნი (დიდი ბრიტ.)   13,1 მ;

ხმელთაშუა ზღვა   0,4 მ.

ოკეანის მიმოქცევის არსი საკმაოდ რთულია. მისი სიდიდე დამოკიდებულია თავისუფალი წყლის ზედაპირის მიზიდულობაზე იმ წერტილის მიმართ სადაც მიმოქცევას ვაკვირდებით, ნაპირების ფორმაზე, წყლის დინებებზე, გაბატონებული ქარების მიმართულებასა და სიდიდეზე და სხვა მრავალ ფაქტორზე. მაგრამ, მიმოქცევის გამომწვევ ძირითად მიზეზს მაინც მთვარისა და მზის მიზიდულობა წარმოადგენს.

მიმოქცევითი ტალღების კლასიფიკაცია. ამ მოვლენის ანალიზი რომ ჩავატაროთ აღმოჩნდება, რომ ადგილი აქვს მიმოქცევითი ტალღების მთელ კომპლექსს. ტალღა რომლის პერიოდია ნახევარი დღე-ღამე, წარმოიქმნება დედამიწის ბრუნვით მთვარის მიზიდულობით შეშფოთებულ ველში. ანალოგიური ტალღა მიიღება მზით გამოწვეული შეშფოთებით. ამ ტალღებს მზისა და და მთვარის განსხვავებული საკუთარი მოძრაობის გამო აქვს ფაზების ცვლადი წანაცვლება. ნახევარი თვის პერიოდის მქონე ტალღა წარმოიქმნება მთვარის ბრუნვით დედამიწის გარშემო და ა.შ.

ხანგრძლივი დაკვირვებების რთული ანალიზი საშუალებას გვაძლევს ამ ტალღების განცალკევებისა, მათი კავშირის დადგენისა შემაშფოთებელ ფაქტორებთან და მათი საშუალებით დედამიწის შინაგანი აგებულების შესახებ ზოგიერთი ცნობის მიღებისა.

ყოველივე ზემოთქმული რომ გამოვიყენოთ, ჯერ უნდა განისაზღვროს დროის მომენტი, რომლისთვისაც შემოგვაქვს შესწორება. ეს მომენტი განისაზღვრება 1900 წლის 1 იანვრის 0 საათის ეპოქიდან. მას T ეპოქისა ეწოდება. შემდეგ ასტრონომიული კალენდარით უნდა განისაზღვროს ამ მომენტისათვის მთვარისა და მზის ეკვატორული კოორდინატები, რაც დიდ სირთულეებთან არის დაკავშირებული. რეალურად ამ გამოთვლების ჩატარება აღარ ხდება საჭირო, რადგან ყოველწლიურად ყოველი მომდევნო წლისათვის გამოდის ცნობარი გამოთვლილი გრაფიკებით. საბოლოოდ შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ ციური სხეულის ზენიტში ($z=0^0$) ან ნადირში ($z=180^0$) ყოფნისას δg შესწორება ღებულობს მაქსიმალურ მნიშვნელობას. როგორც აღვნიშნეთ, მთვარისათვის $\Delta g_{მთ.max}=0,16452$ მგალს, მზისათვის კი – $\Delta g_{მზ.max}=0,07576$ მგალს. ანუ მთვარის მოქმედება ორჯერ მეტია მზის მოქმედებაზე. δg შესწორება ნულის ტოლია, როცა $z=125016$.

როდესაც შემაშფოთებელი სხეული მდებარეობს ჰორიზონტზე ($z=90^0$), δg შესწორება იღებს მინიმალურ მნიშვნელობას. ამ დროს მთვარისათვის

$$\delta g_{ëმთ.min} = -0,083 \text{ მგალს},$$

ხოლო მზისათვის,

$$\delta g_{მზ.min} = -0,03 \text{ მგალს}.$$

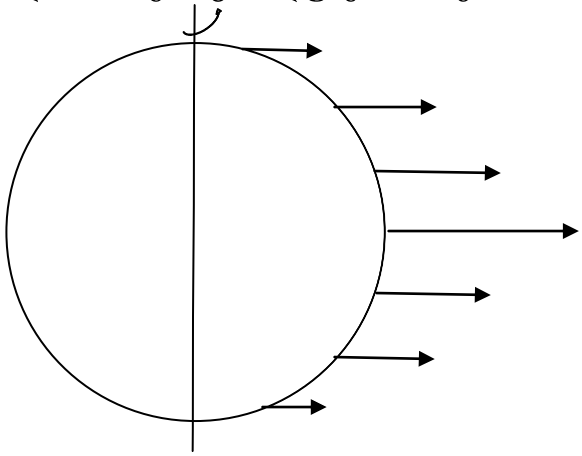
9. სიმძიმის ძალის რედუქციები

საველე მონაცემები სიმძიმის ძალის სხვაობის შესახებ ნებისმიერ საყრდენ პუნქტსა და დაკვირვების წერტილებს შორის, შეიცავს სხვადასხვა გარეშე ეფექტებს, რომელიც გეოლოგიურ ჭრილებთან არ არის დაკავშირებული. მაგალითად, უნდა გავითვალისწინოთ ის ფაქტი, რომ გრავიმეტრიული დაკვირვებები დედამიწის ზედაპირზე ზღვის დონიდან სხვადასხვა სიმაღლეზე და ტოპოგრაფიული მასების განაწილების სხვადასხვა

პირობებში წარმოებს. ამავე დროს მხედველობაში უნდა მივიღოთ ის ფაქტიც, რომ დედამიწა არ არის სფერული სხეული. მაშასადამე, მოკლედ რომ ვთქვათ, ინტერპრეტაციის დაწყებამდე უნდა გამოვრიცხოთ დედამიწის გრავიტაციული ველის ყველა ის ვარიაცია, რომელიც არ არის დაკავშირებული შესასწავლი გეოლოგიური ჭრილის სიმკვრივეებს შორის განსხვავებასთან. გრავიძიებაში ამ პროცესს სიმძიმის ძალის **რედუქცია** ანუ სიმძიმის ძალის მნიშვნელობების **გეოიდის ზედაპირზე მიყვანა** ეწოდება.

9.1. შესწორება განედზე.

სიმძიმის ძალა განედის მიხედვით ორი მიზეზით იცვლება. ერთი რომ დედამიწას სფერული ფორმა არა აქვს და მეორე, დედამიწის ზედაპირზე წერტილის კუთხური სიჩქარე იცვლება მაქსიმუმიდან ეკვატორზე ნულამდე პოლუსზე. დედამიწის ბრუნვით გამოწვეულ ცენტრიდანულ აჩქარებას გააჩნია უარყოფითი რადიალური მდგენელი, რაც იწვევს სიმძიმის ძალის შემცირებას პოლუსიდან ეკვატორისაკენ. დედამიწის ნამდვილი ფორმა შეიძლება განვიხილოთ როგორც პოლუსებთან შებრ-



ρ

ნახ. 10

ტყელებული სფეროიდი ან ელიფსოიდი, რომლის ეკვატორულ და პოლარულ რადიუსებს შორის სხვაობა დაახლოებით 21 კმ-ს შეადგენს. აქედან გამომდინარე, ეკვატორთან განლაგებული წერტილები უფრო მე-ტად არის დაშორებული დედამიწის მასების ცენტრიდან, ვიდრე პოლუსებთან მდებარე წერტილები, რის გამოც სიმძიმის ძალა ეკვატორიდან პოლუსებისკენ იზრდება. ამ ეფექტის ამპლიტუდა მცი-რდება დედამიწის ეკვატორული ამობურცულობით განპირობებული მასების განაწილების შედეგად. ამიტომ, ეკვატორულ რაიონებში მეტი მასაა თავმოყრილი, ვიდრე პოლარულში (ნახ. 10).

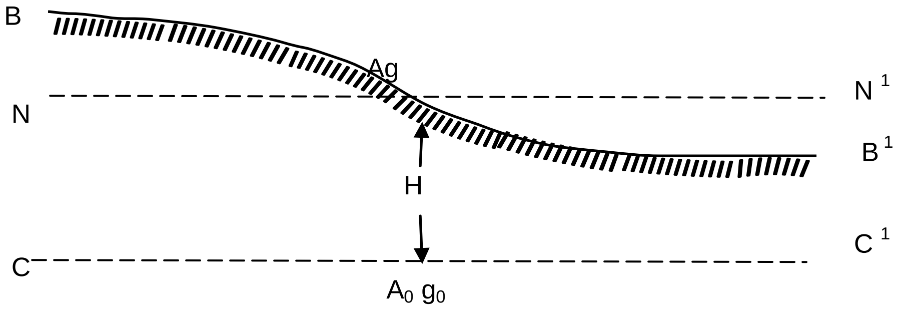
ამ ფაქტორების ჯამური ეფექტი არის ის, რომ სიმძიმის ძალა პოლუსებზე აღემატება სიმძიმის ძალას ეკვატორზე 5.186 გალით. ამასთანავე, სიმძიმის ძალის გრადიენტი ჩრდილოეთიდან სამხრეთის მიმართულებით φ განედზე ტოლია 0,812 sin2φ მგალ/კმ.

ეს შესწორება უნდა გამოაკლდეს ან დაემატოს სიმძიმის ძალის გაზომილ სხვაობას იმის მიხედვით იმყოფება თუ არა დაკვირვების წერტილი უფრო მაღა უფრო დაბალ განედზე, ვიდრე საყრდენი სადგური. საშუალო განედებისათვის ის დაახლოებით ტოლია 0,08 მგალ/100 მ-ზე. შესწორება აღინიშნება – δg_{φ} .

9.2. სიმძიმის ძალის რედუქცია სიმაღლეზე.

დედამიწის ცენტრიდან დაშორებისას სიმძიმის ძალა მიზიდულობის კანონის თანახმად r^2-ის პროპორციულად მცირდება. ეს ცვლილება არის მიზეზი შესწორებისა რომელსაც ეწოდება შესწორება დაკვირვების პუნქტის სიმაღლეზე და აღინიშნება δg_H -ით.

ამ შესწორებას ხშირად უწოდებენ შესწორებას თავისუფალ ჰაერში, ან ფაის რე-დუქციას (ფაი – ფრანგი მეცნიერი იყო). განვიხილოთ ეს რედუქცია უფრო დაწვრი-ლებით. დაუშვათ g დაკვირვებული სიმძიმის ძალაა დედამიწის ზედაპირზე მდებარე A წერტილში, რომელიც მდებარეობს ზღვის დონიდან H სიმაღლეზე (ნახ. 11). გამოვთვა-ლოთ g_0 სიმძიმის ძალა A_0 წერტილში რომელიც წარმოადგენს A წერტილის გეგმილს ზღვის დონეზე (გეოიდის ზედაპირზე).



ნახ.11

დაუშვათ, რომ დედამიწა არის R რადიუსის მქონე M მასის სფერო. მაშინ, A წერტილი დედამიწის ცენტრიდან დაშორებული იქნება R + H მანძილით. თუ ცენტრიდანულ ძა-ლას მხედველობაში არ მივიღებთ, გვექნება

$$g_0 = f\,\frac{M}{R^2} \qquad \text{და} \quad g = f\,\frac{M}{(R+H)^2}\,.$$

ამ სიდიდეთა სხვაობა

$$g_0 - g = f\frac{M}{R^2} - f\,\frac{M}{(R+H)^2} = fM\left[\frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R+H)^2}\right] =$$

$$= f\,\frac{M}{R^2}\left[1 - \frac{1}{(1+\frac{H}{R})^2}\right] = f\frac{M}{R^2}\left[1 - (1 + \frac{H}{R})^{-2}\right].$$

წარმოადგენს სარედუქციო ფორმულას.

ეს სხვაობა აღვნიშნოთ δg_H-ით, ხოლო მრგვალ ფრჩხილებში მოთავსებული გამოსახულება დავშალოთ მწკრივად და გავითვალისწინოთ, რომ H/R ძალიან მცირე სიდიდეა. ამიტომ, შეიძლება შემოვიფარგლოთ დაშლის მხოლოდ პირველი წევრით (რადგან, მეორე და უფრო მაღალი რიგის ხარისხები ძალიან მცირე იქნება). მივიღებთ:

$$\delta g_H = g_0 - g = f\frac{M}{R^2}\left[1 - (1 - \frac{2H}{R} + \ldots)\right], \quad \text{ან}$$

$$\delta g_H = 2\ \frac{g_0}{R^2} H \qquad (1)$$

აქ $$g_0 = f \cdot \frac{M}{R^2}$$

(1) – ში ჩავსვათ შემდეგი საშუალო მნიშვნელობები:

g_0 = 979,77 გალი და R = 6371200 მ

მაშინ,

$$\delta g_H = 0{,}0003086\ H \text{ გალს} = 0{,}3086\ H \text{ მილიგალს} \qquad (2)$$

(3) ფორმულაში H მეტრებშია გამოსახული. აქედან ვიღებთ. რომ შესწორება ანუ რედუქცია ყოველ ერთ მეტრ სიმაღლეზე შეადგენს 0.31 მილიგალს. δg_H შესწორება დადებითია, თუ დაკვირვების წერტილი დაყვანის დონის ზემოთ მდებარეობს; ამით ხდება სიმაღლის მიხედვით სიმძიმის ძალის შემცირების გათვალიწინება.

ამგვარად გამოსახულება

$$g_0 = g + \delta g_H = g + 0{,}3086\ H \qquad (3)$$

გამოსახავს სიმაღლეზე რედუცირებულ სიმძიმის ძალას A_0 წერტილში.

9.3. სიმძიმის ძალის რედუქცია შუალედურ ფენზე.

სიმაღლეზე შესწორების განხილვისას ვგულისხმობდით, რომ A და A_0 წერტილებს შორის არავითარი მასები არ არსებობს. სინამდვილეში კი, დედამიწის BAB′ ზედაპირსა და ზღვის CA_0C' დონეს შორის არის მასები, რომლებიც ზრდის სიმძიმის ძალის მნიშვნელობას A_0 წერტილში.

იმ მასების გავლენა, რომელიც მოთავსებულია ზღვის დონესა (ანუ გეოიდის ზედაპირს) და დაკვირვების წერტილს შორის გათვალისწინებულია **შუალედურ ფენზე** შესწორების შემოტანით. შუალედურ ფენზე შესწორების გამოთვლისას დაშვებულია, რომ იმ მასების გავლენა, რომელიც მოთავსებულია დაკვირვების წერტილსა და ზღვის დონეს შორის, ეკვივალენტურია უსასრულო გავრცელების ფენის მოქმედებისა, რომლის სიმძლავრე ტოლია დაკვირვების წერტილის სიმაღლისა ზღვის დონიდან, ანუ ჩვენს შემთხვევაში H-ისა. ასეთი ფენის მიზიდულობა გამოიხატება ფორმულით:

$$\delta g_{\text{შ.ფ.}} = 0{,}0419\ \sigma H\ H \text{ მგალი} \qquad (4)$$

სადაც H ზღვის დონიდან, ხოლო σ – ამ ფენის მოცულობითი სიმკვრივე. მეტრებშია გამოსახული).

დაკვირვების წერტილსა და ზღვის დონეს შორის ფენის არსებობა ზრდის სიმძიმის ძალის მნიშვნელობას, ამიტომ, რომ გავითვალისწინოთ ამ მასების გავლენა სიმძიმის ძალის დაკვირვებულ მნიშვნელობას უნდა გამოვაკლოთ ეს შესწორება – ***შესწორება შუალედურ ფენზე*** – ანუ შემდგომში ეს შესწორება ყოველთვის “მინუს” ნიშნით გვექნება:

$$\delta g_{\text{შ.ფ.}} = -\ 0{,}0419\ \sigma H. \qquad (5)$$

ბუგეს რედუქცია. თავისუფალ ჰაერში და შუალედურ ფენზე შესწორებათა ჯამს ბუგეს რედუქცია ეწოდება (პიერ ბუგე – ფრანგი მეცნიერი, აკადემიკოსი). ეს რედუქცია შემდეგნაირად გამოისახება

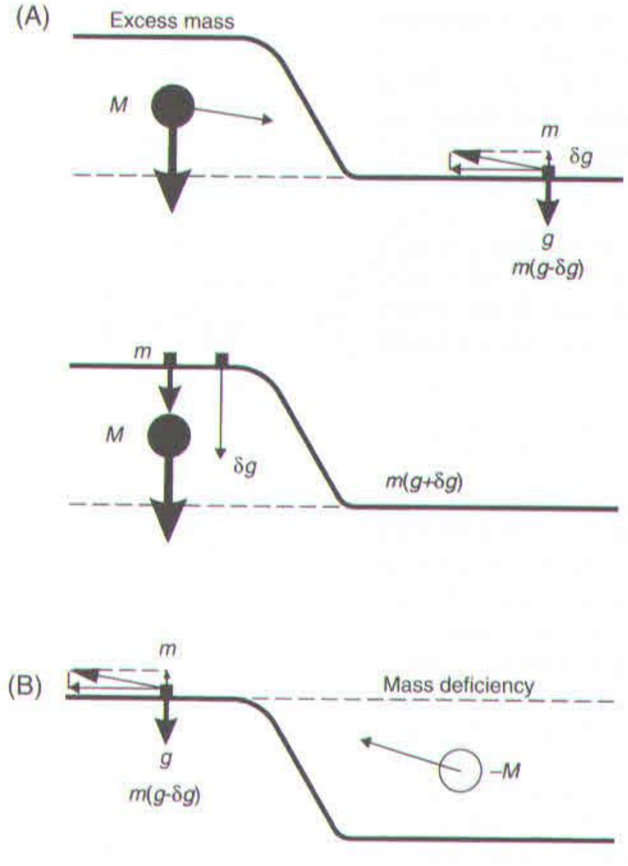
$$\delta g_B = \delta g_H + \delta g_{\text{შ.ფ}} = 0{,}3086H – 0{,}0419\ \sigma H \qquad (6)$$

ამგვარად, რედუცირებული სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა A_0 წერტილში იქნება შემდეგი გამოსახულება:

$$g_0'=g+\delta g_H+\delta g_{\text{შ.ფ}}=g+0{,}3086H-0{,}0419\ \sigma H = g+\delta g_B \qquad (7)$$

9.4. სიმძიმის ძალის რედუქცია რელიეფზე.

ბუგეს შესწორების გამოთვლის დროს მხედველობაში არ იყო მიღებული ის გარემოება, რომ რელიეფის ზედაპირი არ ემთხვევა შუალედური ფენის NAN′ სიბრტყეს. ამის გამო გამოუთვლელი დაგვრჩა NAN′ სიბრტყის ზევით მოთავსებული მასების გავლენა (BAN – მასა) და არსებულად იქნა მიჩნეული ამავე სიბრტყესა და რელიეფს შორის არარსებული მასები (როგორიცაა, მაგალითად სიცარიელე N′AB). ეს გარემოება, განსაკუთრებით კი მთაგორიანი რაიონებისათვის იწვევს რელიეფის გავლენის გამოთვლის აუცილებლობას დაკვირვების წერტილში. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ როგორც N′AB′ სიცარიელის, ასევე BAN მასების გავლენა ამცირებს სიმძიმის ძალის მნიშვნელობას დაკვირვების წერტილში და ამიტომ, ორივე შესწორება დადებითი ნიშნისაა. განვიხილოთ ეს შემთხვევები.



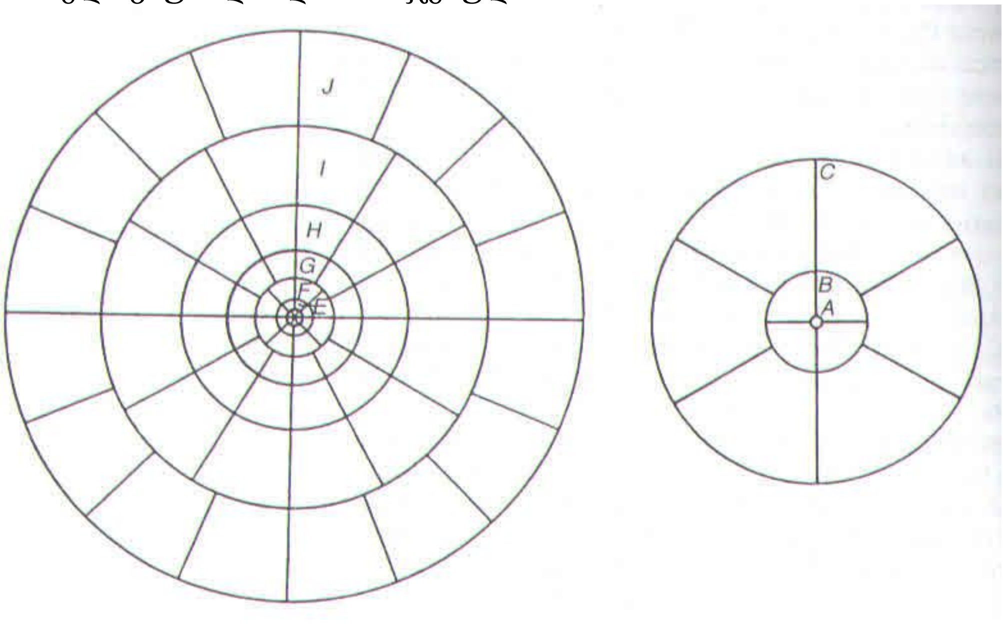
ნახ.12

ნახ. 12. (A)-ზე გამოსახულია მთის ჭრილი და მთის ძირში O-წერტილში დაკვირვების წერტილი. თუ პირველი მიახლოებით ჩავთვლით, რომ მთის მასა კონცენტრირებულია მის ცენტრში, მაშინ ამ მასასა და გრავიმეტრის ტვირთის მასას შორის იმოქმედებს ნიუტონის ურთიერთქმედების ძალა, რომელიც მიმართული იქნება ტვირთის ცენტრისა და მთის სიმძიმის ცენტრის შემაერთებელი წრფის გასწვრივ. გრავიმეტრი გვაძლევს მხოლოდ ვერტიკალური მდგენელის (g_p-ვექტორი) გაზომვის საშუალებას, რის

გავლენითაც სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა O წერტილში მცირდება g_p სიდიდით. აქედან გამომდინარეობს, რომ **შესწორებას** რელიეფის **დადებითი** ფორმების შემთხვევაში აქვს **დადებითი** მნიშვნელობა.

ნახ. 12.(B)-ზე ნაჩვენებია ღრმულის მოქმედება O წერტილში მოთავსებულ ხელსაწყოზე. ღრმული ჰაერითაა შესებული, რომლის ჭარბი სიმკვრივე გრუნტის სიმკვრივესთან შედარებით უარყოფიია, რაც განაპირობებს ღრმულის თავზე და ნაპირებზე სიმძიმის ძალის უარყოფითი ანომალიის არსებობას. ვერტიკალური მდგენელი g_p, ისევე როგორც რელიეფის დადებითი ფორმის შემთხვევაში ზევით იქნება მიმართული. ამგვარად, შეიძლება გამოვიტანოთ საერთო დასკვნა: რელიეფზე შესწორებას აქვს დადებითი მნიშვნელობა როგორც დადებითი ისე უარყოფითი ფორმის რელიეფის შემთხვევაში.

ამ მეთოდით შესწორების გამოთვლისას გამოიყენება გამჭვირვალე ქაღალდზე დახაზული პალეტი, რომლის ცენტრი გრავიმეტრიულ პუნქტს უნდა დავამთხვიოთ (ნახ.13). ცენტრიდან სხვადასხვა რადიუსით შემოიხაზება წრეწირები. დახაზული წრიული ზონები ცენტრიდან წამოსული სხივებით რამდენიმე ნაწილად იყოფა (ცენტრალურის გარდა). ცენტრალური 2 მეტრიანი ზონა სხივებით არ იყოფა; მეორე – რადიუსებით 2-დან 10 მეტრამდე 4 ნაწილად იყოფა; მესამე – რადიუსებით 10-20 მ იყოფა 6 ნაწილად; მეოთხე, მეხუთე და მეექვსე 200 მ რადიუსამდე – 8 ნაწილად; ხოლო მე-7 ზონიდან ბოლომდე 16 ნაწილად (ნახ. 5). ნახაზზე დატანილია მხოლოდ ხუთი ზონა და თვალსაჩინოებისათვის მასშტაბი ხელოვნურადაა დამახინჯებული.



ნახ.13. რელიეფზე შესწორების გამოსათვლელი პალეტი. მარჯვნივ გამოსახულია პალეტის ცენტრალური ნაწილი

როგორც აღვნიშნეთ, პალეტს ათავსებენ ტოპოგრაფიულ რუკაზე (ნახ. 14), შემდეგ განისაზღვრება ყოველი მონაკვეთის საშუალო სიმაღლე დაკვირვების პუნქტის მიმართ. ამგვარად მივიღებთ რელიეფის ფარდობით სიმაღლეს დაკვირვების პუნქტის მიმართ, რომლის მიხედვითაც სათანადო ცხრილების ან ნომოგრამების საშუალებით გამოიანგარიშება გრავიტაციული ეფექტი ყოველი სექტორისათვის. მათი ჯამი როგორც ზონების, ისე რადიუსების გასწვრივ მოგვცემს რელიეფის გავლენის სიდიდეს.

პრაქტიკა გვიჩვენებს, რომ ვაკე და ზომიერი რელიეფის შემთხვევაში სავსებით საკმარისია დავკმაყოფილდეთ Δg_r სიდიდის გამოთვლით 10-30 კმ რადიუსის ფარგლებში. მართალია, მაღალ და მთაგორიან რაიონებშიც ძირითადი გავლენა ამავე ფარგლებშია, მაგრამ შორეული რელიეფის გავლენაც მხედველობაშია მისაღები და ამიტომ საჭიროა რადიუსი 100-200 კილომეტრამდე გაიზარდოს.

რელიეფის გავლენის შესწორების შეტანისას გამოიყენება ტოპოგრაფიული რუკები ჰორიზონტული მასშტაბით 1:5000-დან 1:50000-მდე. მასშტაბის შერჩევას – რელიეფის სირთულე განაპირობებს.

რელიეფზე შესწორების შეტანის შემდეგ რედუცირებული სიმძიმის ძალა ასე ჩაიწერება:

$$g''_0 = g + \delta g_H + \delta g_B + \delta g_r. \qquad (4)$$

თუ δg_r გამოითვლება დაკვირვების პუნქტის მახლობლობაში (ვთქვათ 200 კმ რადიუსის შიგნით), მაშინ (4) ფორმულით გამოსახულ რედუქციას ***არასრული*** ტოპოგრაფიული რედუქცია ეწოდება; ხოლო თუ (g_r–დედამიწის მთელი ზედაპირისთვისაა გამოთვლილი, მაშინ მას ***სრული*** ტოპოგრაფიული რედუქცია ეწოდება.

ამ ორ რედუქციას შორის სხვაობა მთაგორიანი რაიონებისათვის (კავკასია, შუა აზია) მუდმივი სიდიდეა და 90 მილიგალს უდრის. ცხადია, გრავიძიების შემთხვევაში სრული ტოპოგრაფიული რედუქციის გამოთვლას აზრი არა აქვს; მას მნიშვნელობა მხოლოდ დედამიწის ფორმის შესწავლისას ენიჭება.

შესწორება მთვარე-მზის მიზიდულობაზე. როგორც ცნობილია, მზე და მთვარე მოქმედებს დედამიწის სიმძიმის ძალის ველზე. მაღალი სიზუსტის გრავიმეტრიული აგეგმვისას გასათვალისწინებელია მთვარის ფაზები და მზის მდებარეობა. ეს შესწორება 0.01 მგალს აღწევს ანუ იმყოფება თანამედროვე გრავიმეტრის სიზუსტის ფარგლებში. ჩვეულებრივი სამუშაოებისას ეს გავლენა შეიძლება უგულვებელვყოთ, თუმცა, თანამედროვე ხელსაწყოებით მათი გაზომვა არავითარ სიძნელეს არ წარმოადგენს. ყოველ შემთხვევაში, მთვარე-მზის მიზიდულობის გავლენა ჩვეულებრივ გამოირიცხება აგეგმვის პროცესში ნულ-პუნქტის წანაცვლების გათვალისწინებისას დაკვირვების საყრდენ პუნქტებზე განმეორებითი გაზომვების გზით.

იზოსტაზიური შესწორება. ერის იზოსტაზიური ჰიპოთეზის თანახმად, დედამიწის ქერქი დაცურავს უფრო მკვრივ, პლასტიურ, ქერქქვეშა ნივთიერებაზე. ეს დაშვება რომ არ სრულდებოდეს, მაშინ აუცილებელი იქნებოდა შემოგვეღო დამატე-ბი-თი იზოსტაზიური შესწორება, რომელიც გაითვალისწინებდა ყველა მასას, რომე-ლიც 120 კმ სიღრმემდეა (კომპენსაციის ზედაპირამდეა) განლაგებული. მიღებულია, რომ დედამიწის ზედაპირზე გაზომილი სიმძიმის ძალის ყველა განსხვავება, აღნიშნულ სიღრმეზე კომპენსირებულია. მოცემული შესწორება ითვალისწინებს დედამი-წის ქერქის სიმძლავრის ჰორიზონტულ ცვალებადობას. ჩვეულებრივ ამ შესწორე-ბას უგულვებელყოფენ.

10. სიმძიმის ძალის ანომალიები და მათი განაწილება დედამიწის ზედაპირზე

რეგიონული აგეგმვის დროს იგულისხმება, რომ სიმძიმის ძალის ანომალია რაიმე წერტილში წარმოადგენს სხვაობას სიმძიმის g ძალის დაკვირვებულ და თეორიულ მნიშვნელობას შორის. სიმძიმის ძალის თეორიული ანუ ნორმალური მნიშვნელობა გამოითვლება საერთაშორისო გეოდეზიური და გეოფიზიკური ასოციაციის მიერ 1967 წელს დადგენილი ფორმულით და აღინიშნება γ – ასოთი.

ჩვეულებრივ, სანამ დაკვირვებულ მნიშვნელობას შეადარებენ თეორიულ მნიშვნელობას. მასში გარკვეული რედუქცია შეაქვთ. ამ შემთხვევაში სიმძიმის ძალის ანომალია იქნება სხვაობა სიმძიმის ძალის რედუცირებულ და თეორიულ მნიშვნელობას შორის. ეს ანომალია ახასიათებს დედამიწის შიგნით არსებული ანომალური მასების განაწილებას.

სხვადასხვა რედუქციების გამოყენებისას ვიღებთ სიმძიმის ძალის ანომალიების სხვადასხვა მნიშვნელობას და ანომალიაც იმ სახელს იღებს, რომელი რედუქციაც იქნა გამოყენებული, მაგალითად ფაის ანომალია, ბუგეს ანომალია და ა.შ.

დედამიწის გლობალური გრავიტაციული ველი საკმაოდ კანონზომიერად იცვლება. მისი დაძაბულობა იზრდება განედის ზრდასთან ერთად და აღწევს მაქსიმუმს პოლუსებზე, ამავე დროს, ის თითქმის უცვლელი რჩება პარალელების გაყოლებით. ეს ცვლილება საკმაოდ ზუსტად აღიწერება სიმძიმის ძალის ნორმალური ფორმულებით. მაგრამ, თუ ჩვენ გვერდს ავუვლით ამ კანონზომიერ ნაწილს და გადავალთ ანომალურ ველზე, დავინახავთ, რომ ერთი შეხედვით, მისი ცვლილება არ ექვემდებარება ზუსტ კანონებს. თუ g სიმძიმის ძალის კანონზომიერი ცვლილება დაკავშირებულია დედამიწის ფიგურასთან და ბრუნვასთან, მაშინ Δg ანომალიები გაპირობებულია დედამიწის აგებულებაში მონაწილე მასებით, როგორც ხილულით (მთები, ველები, დაბლობები და მაღლობები, კონტინენტები და ოკეანეები), ასევე უხილავით, დაკავშირებული გეოლოგიური აგებულების თავისებურებებთან (დედამიწის ქერქის სიმძლავრის ცვლილებასთან, სხვადასხვა დამარხულ სტრუქტურებთან, კრისტალური ფუნდამენტის აზევებასა და დაძირვასთან, პეტროგრაფიული შედგენილობის ცვლილებასთან).

ქანების სიმკვრივის ზრდა შეესაბამება სიმძიმის ძალის ზრდას და ანუ დადებითი ანომალიების გაჩენას. პირიქით, სიმკვრივის შემცირება იწვევს ანომალიების შემცირებას და მათი მინიმუმების გაჩენას. სურათი რთულდება გარე რელიეფის არსებობით და ამ რელიეფის კავშირით მის ქვეშ განლაგებული მასების განაწილებასთან. ასე მაგალითად, მთებზე დამატებითი მასების არსებობის გამო (ე. ი. თვით მთების) თითქოს ადგილი უნდა ჰქონდეს ანომალიების ზრდას, მაგრამ იზოსტაზიური კომპენსაცია, რომლისკენაც დედამიწის ქერქი მიისწრაფის, გულისხმობს დამატებით მასების ქვეშ ნაკლები სიმკვრივის მქონე ქანების არსებობას. ამიტომ, მთების თავზე სიმძიმის ძალის ანომალიები არა თუ მომატებული, არამედ შეიძლება შემცირებულიც კი აღმოჩნდეს. გარდა ამისა გათვალისწინებული უნდა გვქონდეს, ანომალიების გამოყოფისას რა სახის რედუქციები გვქონდა შეტანილი. ასე მაგალითად, ბუგეს ანომალიები, რომლებიც განსაკუთრებით ფართოდ გამოიყენება გრავიძიებაში, მოიძებნება გეოიდის გარეთ მდებარე რელიეფის ფორმების გამორიცხვით:

$$\Delta g_B = g_0 - \gamma - 2\pi f\sigma H \qquad (1)$$

სადაც, $g_0 = g + \delta g_H$, ხოლო წევრი $2\pi f\sigma H$ ითვალისწინებს იმ მასების გავლენას, რომლებიც გეოიდის გარეთ მდებარეობს. ამგვარად, ჩვენ თითქოს ვათავისუფლებთ ანომალურ გრავიტაციულ ველს ხილული მასების გავლენისაგან. ამ დროს ანომალიებში უფრო

მკვეთრად მჟღავნდება შინაგანი გეოლოგიური აგებულება. მთებში, იმ მდგენელის გამოკლებით რომელიც ითვალისწინებს მთების მიზიდულობას, ანომალიები მცირდება, ხოლო თვით მთები, როგორც წესი, კომპენსირებულია, ამიტომ ბუგეს ანომალიები უფრო ხშირად უარყოფითია. ოკეანეში ბუგეს ანომალიის სურათი სრულიად განსხვავებულია. აქ შეაქვთ შესწორება, რომელსაც წყლის სიმკვრივე მიჰყავს ქერქის საშუალო სიმკვრივემდე:

$$\Delta g_B = g_0 - \gamma + 2\pi f\,(\sigma_{\text{ქერქ.}} - \sigma_{\text{წყლ.}})\,P = g_0 - \gamma + 0{,}04118\,\Delta\sigma P \qquad (2)$$

სადაც,

P – ოკეანის სიღრმეა,

$\sigma_{\text{ქერქ.}}$. –Ã დედამიწის ქერქის საშუალო სიმკვრივე,

$\sigma_{\text{წყლ.}}$ – ზღვის წყლის სიმკვრივე.

წევრი $2\pi f\,(\sigma_{\text{ქერქ.}} - \sigma_{\text{წყლ.}})$ ანომალიას ზღვის სიღრმის პროპორციულად ზრდის. თუ სიღრმე ტოლია 5000 მეტრისა, ხოლო (=2670–1030=1640კგ/მ^3-ს, მაშინ ის 356 მგალის ტოლი იქნება. ამიტომ ყველა ოკეანეს შეესაბამება ბუგეს დიდი დადებითი ანომალია. აქ მთებისაგან განსხვავებით ბუგეს შესწორების შეტანა კი არ ხსნის ფონს, რომელიც შექმნილია ხილული, ანუ ცნობილი მასებით, არამედ პირიქით, ქმნის ხელოვნურ ველს, რომელიც თავისთავად გრავიტაციული ეფექტის გაგებას ართულებს.

ზემოთქმულის საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ, რომ ბუგეს ანომალიის ველისათვის დამახასიათებელია დიდი, ასეული მილიგალის რიგის, დადებითი ანომალიები ოკეანეებზე და ასევე დიდი, ასეული მილიგალის რიგის უარყოფითი მნიშვნელობები მთებში. ჩაღუნვები, რღვევები, გრაბენები ხასიათდება სწრაფად ცვლადი წაგრძელებული ანომალიებით. ბაქნებზე და ფარებზე ძირითადად დაიკვირვება წყნარი, მოზაიკური ველი ათეული მილიგალის რიგის მცირე დადებითი და უარყოფითი ანომალიებით. ოკეანეებში, კუნძულებზე, “ბუგეს ანომალიები” ნახტომისებურად გადადის დიდი დადებითი ანომალიებიდან ზღვაზე უარყოფით ან ნულოვანზე ხმელეთზე. კუნძულთა რკალები აღინიშნება წაგრძელებული სუსტი დადებითი ან ნულოვანი ანომალიებით. ოკეანურ ღრმულებზე შეიმჩნევა “ბუგეს ანომალიის” მკვეთრი მატება 300-500 მგალამდე.

Ì“თავისუფალ ჰაერში” ანუ ფაის ანომალიის გრავიტაციულ ველს შეესაბამება მოზაიკური, (±50 მგალის ფარგლებში მდორედ ცვლადი ველი ოკეანეებზე, რომელიც იზრდება კუნძულებისა და კუნძულთა რკალების თავზე და მცირდება დაახლოებით –100 მგალამდე ოკეანეების ღრმაობების თავზე. კონტინენტებზე ველი უფრო მკვეთრად იცვლება, თუმცა ძირითადად მოზაიკური რჩება ანუ ადგილი აქვს არეებს როგორც დადებითი, ასევე უარყოფითი ანომალიებით. მთებში ჩნდება სიმაღლეზე დამოკიდებული მკვეთრი დადებითი ანომალიები, რომლებიც ასახავს რელიეფის ჭარბი მასების არსებობას, თუმცა მათი აბსოლუტური მნიშვნელობა პირველ ორი-სამი ასეული მილიგალს არ აღემატება.

ვაკეებზე, რომლებიც ხასიათდება სიმაღლეთა მცირე ცვლილებით, ორივე ტიპის ანომალია ერთნაირად იქცევა და მხოლოდ საერთო დონით განსხვავდება.

სიმძიმის ძალის ანომალიები ასახავს როგორც გლობალური, ასევე მცირე გეოლოგიური ფორმებისა და სტრუქტურების აგებულებას. ანომალიებში ასევე აისახება სიმკვრივის ფაციალური, ანუ ნალექდაგროვების განსხვავებულ პირობებთან დაკავშირებული ცვლილებები. მაგალითად, კრისტალური ფუნდამენტის ამოზევება, რომლის სიმკვრივე მეტია მასზე განლაგებული ქანების სიმკვრივეზე, იწვევს დადებითი ანომალიების ზრდას და პირიქით, მისი დაძირვა აისახება ანომალიების შემცირებაში. ანომალური გრავიტაციული ველის შედარებით რაიონის გეოლოგიურ აგებულებასთან შესაძლე-

ბელი ხდება საკმაოდ მკაფიო შესაბამისობის დამყარება ველის სახესა და ამა თუ იმ გეო-ლოგიურ სტრუქტურას შორის. სწორედ ამას ემყარება გრავიტაციული ძიება.

11. სიმძიმის ძალის აბსოლუტური და ფარდობითი გაზომვები

დედამიწის ზედაპირზე სიმძიმის ძალის განაწილების ხასიათის შესწავლა ორი საუკუნის წინ დაიწყო. დღეისათვის ხმელეთსა და ზღვებზე, მიწისქვეშა გამონამუშევრებსა და და ჭაბურღილებში სიმძიმის ძალის ათეულ ათასობით ახალი გაზომვები წარმოებს. მართალია, სიმძიმის ძალის გაზომვათა უმრავლესობა ემსახურება საკვლევი ტერიტორიების გეოლოგიური აგებულების შესწავლას და სასარგებლო ნამარხების ძებნა-ძიებას, მაგრამ სიმძიმის ძალის მნიშვნელობათა გამოყენების სფერო დღითიდღე იზრდება. ამის დასადასტურებლად რამდენიმე მაგალითის მოყვანა შეიძლება.

სიმძიმის ძალის განაწილების ცოდნას დედამიწის ზედაპირზე აქვს უდიდესი მნიშვნელობა გეოდეზიისათვის, რომელიც დედამიწის ფიგურას სწავლობს. გრავიმეტრიული გაზომვები გეოდეზიური კვლევების განუყოფელ ნაწილს წარმოადგენს. კერძოდ, დედამიწის კუმშვის გაზომვა გრავიმეტრიული მონაცემებით გაცილებით მარტივია, ვიდრე გრადუსული გაზომვებით.

დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრების გაშვებისას აუცილებელია გრავიმეტრიული მონაცემების გათვალისწინება, რადგან თანამგზავრების ორბიტების ზუსტად გამოთვლისათვის აუცილებელია დედამიწის ზედაპირზე სიმძიმის ძალის განაწილების ცოდნა. მეორე მხრივ, თანამგზავრების ორბიტების ცვლილებაზე დაკვირვებით ვიღებთ მდიდარ მასალას დედამიწის გრავიტაციული ველის შესახებ.

სიმძიმის ძალის აბსოლუტური მნიშვნელობის ცოდნას აქვს დიდი მნიშვნელობა მეტროლოგიაში, რადგან სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა ეკვატორზე g_e ***მუდმივას*** წარმოადგენს, რაც აუცილებელია სხვადასხვა სტანდარტების შექმნისას და აგრეთვე მექანიკური, მაგნიტური და ელექტრული ძალების გასაზომი ერთეულების დასადგენად. მაგალითად, დენის ძალის ერთეული **ამპერი** განისაზღვრება როგორც გარკვეული კონფიგურაციის ორი გამტარის ურთიერთქმედების ძალა, რომელიც წარმოიქმნება მათში მუდმივი დენის გავლისას. ამ დროს გამტარების ურთიერთქმედების ძალა გაწონასწორებულია **m** მასის **mg** წონით.

სიმძიმის ძალის გასაზომად პრინციპულად სხვადასხვა ფიზიკური მოვლენა შეიძლება იქნეს გამოყენებული რომელიც სიმძიმის ძალაზეა დამოკიდებული. მაგალითად, სიმძიმის ძალის გავლენით სხეულის ვარდნა სიცარიელეში, ჰაერსა თუ სითხეში, საქანისა და სიმის რხევა, სითხის აწევა კაპილარებში, ზამბარის გაჭიმვა ტვირთის გავლენით და სხვა. მაგრამ, მიუხედავად ფიზიკური მოვლენების მრავალგვარობისა, რომლებიც სიმძიმის ძალაზეა დამოკიდებული, მხოლოდ ზოგიერთი მათგანი გვაძლევს საშუალებას სიმძიმის ძალის გაზომვისა საჭირო სიზუსტით.

სიმძიმის ძალის გაზომვის ყველა არსებული მეთოდი შეიძლება გაიყოს **დინამიკურ** და **სტატიკურ** მეთოდებად:

დინამიკური ეწოდება ისეთ მეთოდებს, რომლებშიც სხეულის მოძრაობა სიმძიმის ძალის გავლენით ხდება, ხოლო უშუალოდ გასაზომი სიდიდე არის ***დრო***, რომელიც სხეულს ესაჭიროება ერთი ფიქსირებული მდგომარეობიდან მეორეში გადასასვლელად.

სტატიკური ეწოდება მეთოდებს, რომლებშიც სხეულის წონასწორობის მდგომარეობის შეცვლა ხდება სიმძიმის ძალისა და მისი გამაწონასწორებელი ძალის გავლენით,

ხოლო უშუალოდ გასაზომი სიდიდეა მუდმივი მასის მქონე სხეულის **ხაზოვანი** ან **კუთხური** წანაცვლება. სიმძიმის ძალის გამაწონასწორებელი ძალა შეიძლება იყოს მყარი სხეულის, მაგალითად, ზამბარის, ძაფის, მემბრანის და ა.შ. დრეკადი ძალა.

სიმძიმის ძალის გაზომვები შეიძლება იყოს ***აბსოლუტური*** და ***ფარდობითი***. ***აბსოლუტური*** გაზომვებისას ხდება სიმძიმის ძალის სრულ მნიშვნელობის განსახღვრა. ამ შემთხვევაში დროის გარდა საზღვრავენ ხაზოვან მანძილებს. მაგალითად, საქანის სიგრძეს ან მანძილს რომელიც გაიარა თავისუფლად ვარდნილმა სხეულმა. ***ფარდობითი*** გაზომვებისას საზღვრავენ სიმძიმის ძალის არა სრულ მნიშვნელობას დაკვირვების წერტილში, არამედ სიმძიმის ძალის ნაზრდს (სხვაობას) ამ პუნქტში სხვა პუნქტის მიმართ, რომელშიც, როგორც წესი, სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა ცნობილია.

სიმძიმის ძალის გაზომვის ***დინამიკური*** მეთოდები შეიძლება იყოს როგორც **აბსოლუტური** ისე **ფარდობითი**, ხოლო *სტატიკური* მხოლოდ **ფარდობითი**.

ხელსაწყოებს, რომლებიც სიმძიმის ძალის ფარდობითი გაზომვებისათვის გამოიყენება გრავიმეტრები ეწოდება. გრავიმეტრებს, რომლებშიც სიმძიმის ძალის გასაზომად დინამიკური მეთოდები გამოიყენება **დინამიკური** ეწოდება; ხოლო გრავიმეტრებს, რომლებშიც გამოიყენება სტატიკური პრინციპები **სტატიკური**.

დინამიკურ მეთოდებს შორის ფართო გავრცელება მოიპოვა საქანიანმა მეთოდმა, რომელიც თითქმის ორი საუკუნე იყო გაბატონებული და ემყარებოდა საქანის თავისუფალ რხევაზე დაკვირვებას. სხვა დინამიკური გრავიმეტრები (დრეკადი საქანი, სიმიანი გრავიმეტრი) გაჩნდა გასული საუკუნის 30-50-იან წლებში.

სიმძიმის ძალის გაზომვის სტატიკური მეთოდები მართალია საკმაოდ ადრე იქნა გამოყენებული (მაგალითისათვის შეიძლება მოვიყვანოთ 1753 წელს ლომონოსოვის მიერ აგებული გრავიმეტრი, რომელიც გამოიყენებოდა მზისა და მთვარის მიზიდულობის გავლენით სიმძიმის ძალის ცვლილებაზე დაკვირვებისათვის), მაგრამ ფეხი მხოლოდ XX საუკუნის 30-იან წლებში მოიკიდა. დღეისათვის სტატიკური გრავიმეტრები არის ის ძირითადი ხელსაწყოები, რომელთა საშუალებით წარმოებს სიმძიმის ძალის ფარდობითი გაზომვები.

12. ზოგადი ცნობები გრავიმეტრების შესახებ

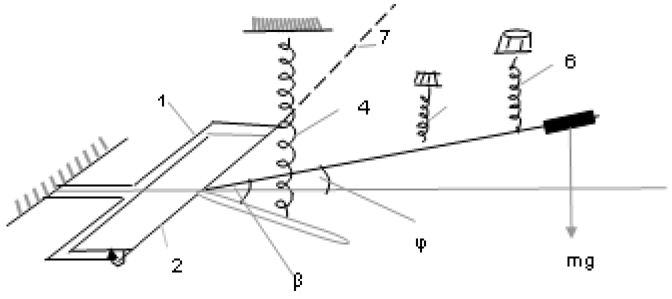
როგორც აღვნიშნეთ, სიმძიმის ძალის ფარდობითი განსაზღვრა დამყარებულია სტატიკურ მეთოდებზე. ამ მეთოდების გამოყენება შემდეგი მარტივი პრინციპით წარმოებს. წარმოვიდგინოთ სხეული, რომელზედაც ერთი მხრივ მოქმედებსსიმძიმის ძალა და მეორე მხრივ – რაღაც მუდმივი ძალა (მაგ. აირის ან ზამბარის დრეკადი ძალა).დაუშვათ ამ ორი ძალის მოქმედებით სხეული წონასწორულ მდგომარეობაშია. თუ სიმძიმის ძალა შეიცვლება, სხეული სხვა მდებარეობას დაიკავებს, რადგან ჩვენი დაშვებით გამაწონასწორებელი ძალა უცვლელია. სხეულის წონასწორობის მდგომარეობის შეცვლა შეიძლება გამოყენებული იქნეს როგორც სიმძიმის ძალის ცვალებადობის ზომა. სწორედ ამ პრინციპს ემყარება სტატიკური გრავიმეტრის მუშაობა.

12.1კვარცის ასტაზირებული გრავიმეტრი.

დღეისათვის ფართოდ გამოიყენება კვარცის გრავიმეტრები. კვარცის ასტაზირებული გრავიმეტრით ტარდება ჩვენში ყველა გრავისაძიებო სამუშაო. ეს გრავიმეტრები აგებულია გოლიცინის ვერტიკალური სეისმოგრაფის პრინციპზე, აქვთ დაახლოებით ერთნაირი ფუნქციონალური კვანძები და ძირითადად ამ კვანძების კონსტრუქციით გან-

სხვავდება. ასეთი გრავიმეტრების დრეკადი სისტემის ყველა კვანძი დამზადებულია სუფთა კვარცის მინისაგან. გარდა პლატინის პატარა ტვირთისა ბერკეტზე და ტემპერატურული კომპენსატორის სპილენძის ძაფისა.

კვარცის დრეკადი სისტემა მოთავსებულია სპეციალურ კორპუსში. კორპუსის კონსტრუქცია უზრუნველყოფს სისტემის ჰერმეტულობასა და თბოიზოლაციას. კორპუსში დამონტაჟებულია სინათლის წყარო, მიკროსკოპი, გაზომვის დიაპაზონის ცვლილების მექანიზმი და გამზომი მიკრომეტრული მოწყობილობა. გრავიმეტრს აქვს რთული ტემპერატურული კომპენსატორი და კარგი თბოიზოლაცია.



ნახ. 14. გრავიმეტრის მგრძნობიარე სისტემის პრინციპული სქემა.
1-კვარცის ჩარჩო; 2-კვარცის დრეკადი ძაფი; 3-ბერკეტი მ ინერტული მასით; 4-ძირითადი ზამბარა; 5-გამზომი ზამბარა; 6-სადიაპაზონო ზამბარა; 7-ჰორიზონტის ხაზი.

გრავიმეტრი წარმოადგენს ძალიან მგრძნობიარე საწონ მოწყობილობას, რომლის მგრძნობიარე ელემენტია ზამბარა 4, რომელსაც ფიქსირებული **m** მასა უჭირავს. რადგანაც მასის წანაცვლება, გამოწვეული სიმძიმის ძალის მცირე ცვლილებით, ძალიან მცირეა (დაახლოებით 10^{-10} მ რიგისა), ამიტომ ძირითად პრობლემას გრავიმეტრების კონსტრუირებისას წარმოადგენს საჭირო მგრძნობიარობის მიღწევა. ზამბარის სიგრძის მცირე ცვლილების გასაზომად, რომელიც ასევე სიმძიმის ძალის მცირე ცვლილებითაა გამოწვეული, ძირითადად გამოიყენება ორი ტიპის სისტემა: 1) მდგრადი ანუ **სტატიკური** სისტემა, რომელშიაც საჭირო მგრძნობიარობის მისაღწევად გამოიყენება დიდი ოპტიკური ან მექანიკური გამადიდებლობა და 2) არამდგრადი, ანუ **ასტაზირებული** სისტემა, რომელშიც მოქმედებს მასის გამაწონასწორებელი ძალა, რის გამოც სისტემა ადვილად გამოდის წონასწორობის მდგომარეობიდან და სიმძიმის ძალის მცირე ცვლილება ქმნის შედარებით დიდ დაკვირვებად წანაცვლებას. ნახაზზე მოყვანილ სქემაზე ჩანს, რომ ასტაზირებისათვის გამოყენებულია დამატებითი ბერკეტი და ზამბარა 4, რომლებსაც არამდგრადი წონასწორობის ხარჯზე ზრდის დახრის φ კუთხეს.

სიმძიმის ძალის გაზომვისას გამოყენებულია ათვლის კომპენსაციური მეთოდი. რომლის დროსაც მიკრომეტრული ხრახნით იცვლება გამზომი 5 ზამბარის დაჭიმულობა ისე, რომ ბერკეტი 3 საქანით მივიყვანოთ ჰორიზონტულ მდგომარეობაში. მიკრომეტრული ხრახნის Δn ბრუნვათა რიცხვი ოპტიკური სისტემის საშუალებით სპეციალურ სკალაზე განისაზღვრება. დიაპაზონური ხრახნისა და შესაბამისი 6 ზამბარის საშუალებით ხდება ხელსაწყოს დიაპაზონის გადართვა, რაც საშუალებას იძლევა გაზომვის ინტერვალი 10-ჯერ და მეტად გაიზარდოს.

გრავიმეტრის ჩვენება ნებისმიერ წერტილში დამოკიდებულია ადგილზე და არ არის დაკავშირებული ამ წერტილში სიმძიმის ძალის აბსოლუტურ მნიშვნელობაზე. თუ გრავიმეტრით ავიღებთ ანათვალს რაიმე წერტილში, შემდეგ გავაგრძელებთ მუშაობას და კვლავ დავბრუნდებით იმავე წერტილში, ანდა დავტოვებთ უძრავად იმავე ადგილას რამდენიმე საათით და შემდეგ ავიღებთ ანათვალს, დავინახავთ, რომ გრავიმეტრის

ჩვენება შეიცვლება. თუ რამდენიმე საათის პერიოდით ერთსა და მავე ადგილას ავიღებთ დამატებით ჩვენებებს და ავაგებთ სიმძიმის ძალის ცვლილების გრაფიკს დროის მიხედვით, დავინახავთ, რომ წერტილები, როგორც წესი, გლუვ მრუდზე განლაგდება. ხელსაწყოს ჩვენებების ამ განუწყვეტლივ ცვლილებას დროის მიხედვით ***დრეიფი*** (ან ნულ-პუნქტის ცოცვა) ეწოდება. ეს მოვლენა განპირობებულია იმ გარემოებით, რომ გრავიმეტრის ზამბარები არ არის იდეალურად დრეკადი და დროის დიდი პერიოდის განმავლობაში ნელ დენადობას განიცდის. გრავიმეტრების ჩვენების დრეიფი ნაწილობრივ თავის თავში მიმოქცევით ვარიაციებსაც შეიცავს. სხვაგვარად რომ ვთქვათ დედამიწის ზედაპირზე სიმძიმის ძალის ციკლურ ცვლილებას გამოწვეულს მზისა და მთვარის მიზიდულობით.

ნულ-პუნქტის ცვლილების გასათვალისწინებელი შესწორების შეტანის ჩვეუ-ლებ-რივი მეთოდი მდგომარეობს საყრდენ პუნქტზე განმეორებითი გაზომვების ჩატარებაში 1-2 სთ-ის ინტერვალით. მიღებული მონაცემების საფუძველზე აიგება მრუდი, რომლი-დანაც შეიძლება მივიღოთ ანათვალი საყრდენი პუნქტისათვის, რომელიც შეესაბამება იმ დროს, როდესაც ამა თუ იმ წერტილში ხდებოდა სიმძიმის ძალის გაზომვა, და ამგვარად განვსაზღვროთ სიმძიმის ძალის მნიშვნელობათა საძიებელი სხვაობები.

გრავიმეტრის ყველა ჩვენება გამოისახება სკალის ნებისმიერი დანაყოფის მეშვეო-ბით. მაგალითად,

$$\Delta g = C \cdot \Delta n \qquad (1.23)$$

სადაც, Δg – სიმძიმის ძალის ნაზრდია, Δn – ანათვალი გრავიმეტრის მიკრომეტრულ ხრახნზე, ხოლო C – გრავიმეტრის დანაყოფის ფასი, რომელიც ყველა გრავიმეტრი-სათვის სხვადასხვაა. იმისათვის რომ გავიგოთ C-ს შესაბამისი მნიშვნელობა მილიგალებში, საჭიროა გრავიმეტრის გრადუირება, მართალია დანაყოფის ფასის მნიშვნელობა ყოველი ხელსაწყოსათვის ჯერ კიდევ ქარხანაში განისაზღვრება, მაგრამ იმის გამო, რომ დროთა განმავლობაში ის შეიძლება შეიცვალოს კვარცის ზამბარებში მიმდინარე დენადობის პროცესის გამო, საჭირო ხდება პერიოდულად შე-მოწმების ჩატარება. სპეციალური ხელსაწყოებით დანაყოფის ფასის განსაზღვ-რის გარდა არსებობს სხვა მეთოდებიც. მაგალითად, გრავიმეტრით იღებენ ანათ-ვალს ორ წერტილში, რომელთა შორის სიმძიმის ძალის სხვაობა ცნობილია. უფრო მოხერ-ხებულია, მაგრამ შედარებით ნაკლებად ზუსტია მეთოდი, როდესაც ხდება გრა-ვიმეტრით ანათვლის აღება კოშკისა ან მაღალი შენობის ქვედა და ზედა ტნაწილებში. ამ შემთხვევაში შეგვიძლია ვაჩვენოთ, რომ სიმძიმის ძალის მნიშვნელობათა სხვაობა Δg ტოლი იქნება 0.3086H მილიგალისა, სადაც H – მეტრებში გამოსახული სმაღლეთა სხვაობაა დაკვირვების ორ პუნქტს შორის.

13. გრავიმეტრული აგეგმვა, აგეგმვის ძირითადი სახეები

დაკვირვებათა ერთობლიობას, რომლებიც გაერთიანებულია ნულ-პუნქტის წანაცვ-ლების გათვალისწინებით, ***რეისი*** ეწოდება. რეისი წარმოადგენს აგეგმვის ელემენტარულ ერთეულს. ადგილზე რეისი გაჰყავთ პროფილების ან მარშრუტების სახით.

თუ დაკვირვებათა შედეგად შეგვიძლია ისეთი რუკის აგება, რომელზედაც ველი იზოხაზებში იქნება გამოსახული, მაშინ ასეთ აგეგმვას ***ფართობული*** ეწოდება. აგეგმვას ცალკეული მარშრუტებით, რომელთა შედეგი გრაფიკების სახით გამოისახება,

მარშრუტული ეწოდება. თუ ეს აგეგმვა შესრულდა შეუსწავლელი ანომალური ველის პირობებში, მაშინ ასეთ აგეგმვას ***სარეკოგნოსცირო*** ეწოდება.

გეოლოგიური ამოცანების ხასიათის მიხედვით, რომელიც გრავიმეტრიული აგეგმვით წყდება, შეიძლება განვასხვაოთ ***სამი*** სახის აგეგმვა: ***ზოგადი, ძებნითი*** და ***ძიებითი.*** განვიხილოთ თითოეულის დამახასიათებელი თავისებურებანი.

ზოგადი აგეგმვა ტარდება ანომალური ველის ძირითადი თავისებურებებისა და კანონზომიერების შესწავლის მიზნით.

გეოფიზიკური პარტიის ამოცანა, რომელიც ზოგად აგეგმვას ატარებს, არის გრავიმეტრიული რუკის შედგენა, ანომალური ველის აღწერა და მისი გეოლოგიური ინტერპრეტაცია; რასაკვირველია გეოფიზიკური პარტიის დასკვნები ინტერპრეტაციის თვალსაზრისით წინასწარია.

ზოგადი აგეგმვის მასალების გამოყენების სფერო საკმაოდ მრავალფეროვანია. სხვადასხვა სპეციალური ამოცანების ამოხსნისას ამ მასალებით ის სპეციალისტებიც სარგებლობენ, რომლებიც ნამარხთა ძიებით არ არიან დასაქმებული.

აგეგმვის მასალების გეოლოგიური ინტერპრეტაციის შესაძლებლობა დამოკიდებულია იმაზე, თუ რა დონეზეა შესწავლილი რაიონის გეოლოგიური აგებულება და რა ფართია აგეგმილი. ამიტომ, გეოლოგიური აგებულების და აგეგმვის ახალი მონაცემების მიღებისას არსებული ინტერპრეტაციის შედეგები ყოველთვის საჭიროებს შემდგომ დაზუსტებას.

ზოგადი აგეგმვისას გეოლოგიური ამოცანების მრავალგვარობა საკმაოდ დიდია. ამ ამოცანათა რიცხვში შედის დედამიწის ზედაპირის ტექტონიკური დარაიონება, ტექტონიკურ რაიონებში ძირითადი სტრუქტურული ელემენტების გამოყოფა, სასარგებლო წიაღისეულის ძიების თვალსაზრისით პერსპექტიული უბნების გამოყოფა დაზოლოს, დედამიწის ქერქისა და თვით დედამიწის სიღრმული აგებულების შესწავლა. ცალკე გამოიყოფა გეოდეზიური ამოცანების დიდი ჯგუფი: დედამიწის ფიგურის დადგენა, შვეულის გადახრა და ა.შ.

დედამიწისა და დედამიწის ქერქის აგებულების შესახებ ჩვენი ცოდნის გაღრმავებასთან ერთად ზოგადი გრავიმეტრიული აგეგმვის მონაცემები ახალ აზრს მიიღებს გამოყენებულ იქნება ახალი ამოცანების გადასაწყვეტად.

ძებნითი აგეგმვა, ზოგადისაგან განსხვავებით ტარდება ამორჩევით, ცალკეულ უბნებზე, რომლებიც პერსპექტიულია სასარგებლო ნამარხთა არსებობის თვალსაზრისით. იმის გამო, რომ აგეგმვის წინ ხდება სპეციალური გეოლოგიური საძიებო ამოცანის დასმა, ამიტომ ძირითადი საწარმოო ტექნიკური და მეთოდური ოპერაციების შესრულებისას ითვალისწინებენ იმ გარემოებას, რომ აგეგმვის შედეგად მოხდეს ამ ამოცანის გადაწყვეტა.

ძებნითი აგეგმვისას, ანომალიების მნიშვნელობები უფრო დიდი სიზუსტით განისაზღვრება, ვიდრე ზოგადი აგეგმვისას. ამის გამო დაკვირვებისას გამოიყენება უფრო მაღალი კლასის ხელსაწყოები, მეტი ყურადღება ექცევა სხვადასხვა შემაშ-ფოთებელ გავლენებსა და შესწორებებს. არსებით მნიშვნელობას იძენს ასაგეგმი ბადის სიხშირე და სტრუქტურა და ადგილზე პროფილების ორიენტაცია.

ძებნითი აგეგმვის შედეგების მიხედვით ხდება 1:50000 ან უფრო მსხვილი მასშტაბის რუკების აგება. ამ დროს იზოანომალიების კვეთა 0.5 მილიგალი ან ნაკლებია. როგორც წესი, ანომალური ველის სუსტად გამოხატული თავისებურებანი გეოლოგიური ინტერპრეტაციისას მეტ ინტერესს იწვევს.

განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს მებნითი აგეგმვის მნიშვნელობა და შესძლებლობა მიების სხვა მეთოდებთან კომპლექსში. მაგალითად, კომპლექსირება სეისმომიებას თან საშუალებას გვაძლევს ჯერ ერთი, გავაუმჯობესოთ დაკვირვებათი პროექტირება და ინტერპრეტაცია, და მეორე, ხელსაყრელი პირობებისას შევამციროთ შრომატევადი სამუშაოების მოცულობა.

მებნითი აგეგმვის შედეგების ინტერპრეტაციისას თვისებრივი დასკვნების შევსება ხდება მარტივი რაოდენობრივი გამოთვლებით: ხდება შესაძლო ანომალიების დათვლა, შებრუნებული ამოცანის ამოხსნის სხვადასხვა ვარიანტის შეფასება და ა.შ.

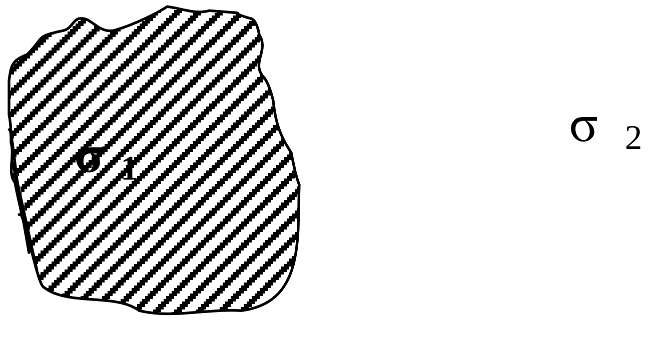
მიებითი აგეგმვა ტარდება საძიებო მნიშვნელობის მქონე კონკრეტული ამოცანის ამოსახსნელად. მებნითი ამოცანისაგან ის მეტი დეტალურობითა და სიზუსტით გამოირჩევა. როგორც წესი, აგეგმვა ტარდება ცალკეული ე.წ. საანგარიშო პროფილებით, რომლებიც გაიყვანებამებნითო აგეგმვისას გამოვლენილ ანომალურ ველებზე. მისი შედეგები გამოიხატება ანომალური გრაფიკების სახით, ხოლო ინტერპრეტირება რაოდენობრივი მეთოდებით ხდება.

14. ქანების სიმკვრივეები და მათი განსაზღვრა

გრავიტაციული ანომალიების წარმოქმნის მიზეზს წარმოადგენს სიმკვრივეთა სხვაობა გეოლოგიურ სხეულსა და გარემომცველ ქანებს შორის. თუ σ_1 სიმკვრივის სხეული მდებარეობს σ_2 სიმკვრივის გარემოში (ნახ. 16), მაშინ სიმკვრივეთა სხვაობა $\Delta\sigma$ განისაზღვრება შემდეგი გამოსახულებიდან

$$\Delta\sigma=\sigma_1-\sigma_2$$

სიმკვრივეთა სხვაობის ნიშანი განსაზღვრავს გრავიტაციული ანომალიის ნიშანსაც. $\Delta\sigma$-ს ჭარბი სიმკვრივე ეწოდება.



ნახ. 15

იმისდა მიხედვით, თუ როგორ გარემოშია მოთავსებული მისაზიდი სხეული, ამ სხვაობას შეიძლება ექნეს დადებითი ან უარყოფითი ნიშანი. ცხადია, რომ უარყოფით სიმკვრივეს არავითარი ფიზიკური შინაარსი არა აქვს. ის გამოხატავს მხოლოდ იმ ფაქტს, რომ ჩვენთვის საინტერესო მასის – მიმზიდველი მასის – სიმკვრივე ნაკლებია შემცველი მასის სიმკვრივეზე ანუ ადგილი აქვს მიმზიდველი მასის დეფიციტს.

ქანების სიმკვრივე გეოფიზიკური პარამეტრებიდან ყველაზე სტაბილური სიდიდეა. გავრცელებული ქანების უმრავლესობას გააჩნია სიმკვრივე, რომელიც იცვლება 1500-3500 კგ/მ³ ფარგლებში.

დანალექი ქანების სიმკვრივეს პირველ რიგში განსაზღვრავს **ფორიანობა**, ხოლო შემდეგ კი **მინერალოგიური შედგენილობა**. რაც უფრო ფოროვანია ქანი, მით ნაკლებია მისი სიმკვრივე და პირიქით. ამიტომაც, დანალექ წყებაში შეიმჩნევა სიმკვრივის ზრდის ტენდენცია როგორც სიღრმის (სიმკვრივე სიღრმის მიხედვით იზრდება), ისე ასაკის (ქანი უფრო კონსოლიდირებულია) ზრდის მიხედვით. ყველაზე ნაკლები სიმკვრივით ხასიათდება ტერიგენული ნალექები: ქვიშები, თიხები და ა. შ. მათი ფორიანობა საკმაოდ დიდ ფარგლებში იცვლება და შეიძლება 30%-ს მიაღწიოს.

ტერიგენულზე მკვრივია **კარბონატული** ნალექები: კირქვები, დოლომიტი, ცარცი, ანჰიდრიტი და ა. შ. კარბონატული ქანების ფორიანობამ შეიძლება 15%-ს მიაღწიოს. საკმაოდ უმნიშვნელო ფორიანობა ახასიათებს ისეთ ჰიდროქიმიურ ნალექებს, როგორიცაა ქვამარილი და ანჰიდრიტი. მათი სიმკვრივე ძირითადად მინერალოგიურ შედგენილობაზეა დამოკიდებული და შედარებით ვიწრო ფარგლებში იცვლება. მეტამორფული და ამონთხეული ქანები, როგორც წესი უფრო მკვრივია. მათი ფორიანობა უმნიშვნელოა, ხოლო სიმკვრივე ძირითადად მინერალოგიურ შედგენილობაზეა დამოკიდებული. კერძოდ ადგილი აქვს სიმკვრივის კანონზომიერ ზრდას სილიციუმმჟავას ფარდობითი შემცველობის შემცირებისას და რკინა-მაგნეზიალური მინერალების მომატებისას. საშუალოდ *ფუძე* ქანების სიმკვრივე მეტია, ვიდრე *მჟავე* ქანებისა, თუმცა არსებობს გამონაკლისიც, რაც ინტერპრეტაციისას დამატებით სიძნელეებს ქმნის. მაგრამ ეს მხოლოდ გამონაკლისია და ამიტომ ჩვენ შეგვიძლია განვალაგოთ ქანები თანამიმდევრულად სიმკვრივის ზრდის მიხედვით: მჟავე ქანებიდან ფუძე და შემდგომ ულტრაფუძე მაგმური ქანებისაკენ. ცხრილში მოცემულია შედარებით გავრცელებული ქანების სიმკვრივეთა ინტერვალები. ცხრილი შედგენილია პ.კირისა და მ.ბრუკსის მიხედვით.

ქანი	სიმკვრივე კგ/მ^3
ალუვიონი (ტენიანი)	1960-2000
თიხა	1630-2600
თიხაფიქალი	2060-2660
ქვიშაქვა: ცარცული	2050-2350
ტრიასული	2250-2300
კარბონული	2350-2550
კირქვა	2600-2800
ცარცი	1940-2330
ქვამარილი	2100-2400
გრანიტი	2520-2750
გრანოდიორიტი	2670-2790
ანორთოზიტი	2610-2750
ბაზალტი	2700-3200
გაბრო	1850-3120
გნეისი	2610-2990
კვარციტი	2600-2700
ამფიბოლიტი	2790-3140

სიმკვრივის განსაზღვრის პირდაპირი და არაპირდაპირი მეთოდები არსებობს. პირდაპირი ანუ ლაბორატორიული გაზომვებისას ნიმუშის სიმკვრივის განსაზღვრა

დენსიტომეტრით ხდება. ამ დროს იზომება გეოლოგიურ ფორმაციათა გაშიშვლე-ბებიდან და ჭაბურღილებიდან აღებული 50-200 გრამი წონის ნიმუშები. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ გაშიშვლებებიდან აღებული ნიმუშებით არც თუ ისე ადვილია ქანის სიმკვრივის ზუსტად განსაზღვრა, რადგან გაძნელებულია საღი, გამოუფიტავი ნიმუშის მოძიება. სიმკვრივე σ განისაზღვრება როგორც ნიმუშის m მასის შეფარდება მის v მოცულობასთან

$$\sigma = \frac{m}{v} \qquad (1)$$

ამ ფორმულიდან ჩანს, რომ სიმკვრივის განზომილება Si სისტემაში არის კგ/მ^3. სიმკვრივის განსაზღვრის ყველაზე მარტივი ჰიდროსტატიკური ხერხია.

14.1. სიმკვრივის განსაზღვრის ჰიდროსტატიკური ხერხი.

ნიმუში უნდა აიწონოს ჰაერში (P_1) და წყალში (P_2), რაც საშუალებას გვაძლევს არქიმედის კანონის საფუძველზე გავიგოთ ნიმუშის მოცულობა $v = P_1 - P_2$. მაშინ (1) ფორმულა ასე გადაიწერება:

$$\sigma = \frac{p_1}{p_1 - p_2} \qquad (2)$$

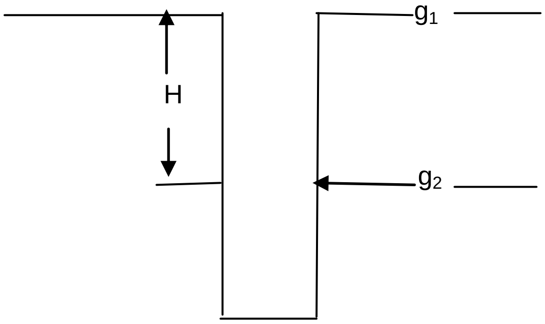
თუ ნიმუში ფორიანია, მაშინ შეგვიძლია აღწერილი პროცედურის საშუალებით გავიგოთ წყალგაჯერებული ნიმუშის სიმკვრივე, თუ აღნიშნულ პროცედურას ნიმუშის წყლით გაჯერების შემდეგ ჩავატარებთ. ამ შემთხვევაში სიმკვრივის მნიშვნელობა, რო-მელიც ინტერპრეტრებისათვის გამოიყენება დამოკიდებულია იმაზე თუ სად არის ქანი განლაგებული გრუნტის წყლების ზემოთ თუ ქვემოთ.

დღიურ ზედაპირთან ახლოს განლაგებული ქანების ნიმუშების მოკრება დიდ ფარ-თზე საკმაოდ რთული ამოცანაა. ამასთანავე ამ ნიმუშების მიხედვით განსაზღვრული სიმკვრივეები შეიძლება არ ეთანადებოდეს იმ ქანების სიმკვრივეებს, რომლებიც იქვე, მცირე სიღრმეებზე არიან განლაგებული. ამიტომ არის რომ, კერნის მიხედვით სიმკვრი-ვის გაზომვა გაცილებით უფრო ზუსტია. მაგრამ, ხშირ შემთხვევაში ჭაბურღილის გა-ბურღვისას კერნის ამოღება ვერ ხერხდება. ასეთ შემთხვევაში სიმკვრივის გაზომვა ხდე-ბა გამა-გამა კაროტაჟის მეშვეობით. დაახლოებით 0,5 მ სიგრძის მცირე კაროტაჟული ზონდის ერთ ბოლოზე მოთავსებულია γ -გამოსხივების წყარო (ჩვეულებრივ ^{60}Co), მეორეზე კი – დეტექტორი (ჩვეულებრივ გეიგერის მთვლელი). ზონდი აღჭურვილია ზამბარით, რაც უზრუნველყოფს ზონდის კარგ კონტაქტს ჭაბურღილის კედლებთან. γ-სხივები ურთიერთქმედებს ჭაბურღილის კედ-ლების შემადგენელ ქანებთან და კომპტო-ნის გაბნევის შედეგად ბრუნდება დეტექტორში. დაბრუნებლი გამოსხივების ინტენსიუ-რობა დამოკიდებულია შემცველ ქანებში ელექტრონების კონცენტრაციაზე რაც პრაქტი-კულად სიმკვრივის პროპორციულია. კაროტაჟის მრუდი წარმოდგენას გვაძლევს სიღ-რმის მიხედვით სიმკვრივის ვარიაციაზე, თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ სიმკვრივის გა-ზომვა მხოლოდ 300 მმ მანძილზე ხდება.

14.2. სიმკვრივის გაზომვის არაპირდაპირი ხერხები:

ინფორმაცია სიმკვრივეზე ქანების უფრო დიდი მოცულობისათვის ვიდრე ამას კაროტაჟული ზონდი გვაძლევს, მხოლოდ ჭაბურღილის გრავიმეტრს შეუძლია მოგვ-ცეს. ეს გრავიმეტრი საშუალებას გვაძლევს განვსაზღვროთ ნივთიერების სიმკვრივის საშუალო მნიშვნელობა დაკვირვების ორ დონეს შორის.ნა ხაზ 17-ზე სიმძიმის ძალა

გაზომილია დღიურ ზედაპირზე და მის ქვეშ მდებარე წერტილში H სიღრმეზე. თუ g_1 და g_2 სიმძიმის ძალის მნიშვნელობებია ამ სიღრმეზე, მაშინ “თავისუფალ ჰაერში” და “ბუგეს შესწორებების” შეტანის შედეგად მივიღებთ:



ნახ.16

$$g_1 - g_2 = 0{,}3086\ H - 4\pi f\sigma H.$$

ზედაპირზე გაზომილთან შედარებით ბუგეს შესწორება გაორმაგებულია, რადგან ქანების ფენას დაკვირვების ორ დონეს შორის შეაქვს თავისი წვლილი როგორც ზედაპირზე მდებარე წერტილის ქვევით მიზიდვაში, ასევე სიღრმეში განლაგებული წერტილის ზევით მიზიდვაში.

დაკვირვების ორ წერტილს შორის მდებარე ფენის σ სიმკვრივე შეიძლება ვიპოვოთ სიმძიმის ძალის სხვაობიდან.

პრაქტიკაში აუცილებელი ხდება დამატებითი შესწორების შეტანა ჭაბურღილის გადახრისა (ვერტიკალიდან) და ფენების დახრის გასათვალისწინებლად. ჭაბურღილის გრავიმეტრით მიღებული ინფორმაცია სიმკვრივის შესახებ გამოიყენება ნავთობის მოპოვებისას და გაზის კოლექტორების გამოკვლევისას. საველე პირობებში სიმკვრივის გაზომვისას ყველაზე ხშირად გამოიყენება ნეტლტონის მეთოდი.

ნახ. 17.
H_1 და H_2 საფეხურების სიმაღლეა; 1-15 – დაკვირვებისა და გამოთვლილი მონაცემების წერტილები.

ყოველ საფეხურზე სიმძიმის ძალის მნიშვნელობაში შეაქვთ შესწორება დაკვირვების პუნქტის სიმაღლეზე:

ზედა საფეხური (H = 0) – g_{zo};

შუა საფეხური $(0{,}3086 - 0{,}042\sigma_1)H_1 + g_{zo}$;

ქვედა საფეხური $(0{,}3086 - 0{,}042\sigma_1)H_1 + (0{,}3086 - 0{,}042\sigma_2)H_2 + g_{zo}$.

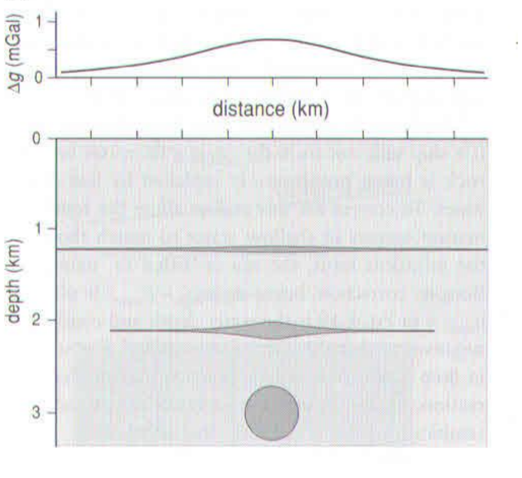
გამოცდილება გვიჩვენებს, რომ სიმკვრივის საუკეთესო გამოთვლილი მნიშვნელობა იქნება ისეთი, რომლის დროსაც სიმძიმის ძალის ნამდვილი ანომალიები ყველაზე ნაკლე-

ბად იქნება კორელაციაში ადგილის რელიეფთან. მაგალითად, მთიან რეგიონებში არასწორად რედუცირებული გრავიმეტრული მონაცემები ქმნიან დადებით ანომალიებს, მაშინ როდესაც, სწორად შერჩეული სიმკვრივის მნიშვნელობისას რელიეფის ამაღლება არ უნდა აისახებოდეს სიმძიმის ძალის ანიმალიის რუკაზე. ეს წესი ბუნებრივია სრულდება მხოლოდ იმ რაიონებში, სადაც არა გვაქვს გეოლოგიურად ახსნილი სიმკვრივის ვარიაციები ჰორიზონტული მიმართულებით. დღეს ნეტლტონის ხერხის ნაცვლად შემოდის გასაშუალებული სიმკვრივეების ოპტიმალური მნიშვნელობების შერჩევის მანქანური მეთოდები, რომელიც გამორიცხავს ადგილის რელიეფის გავლენას.

15. გრავიმეტრიული მონაცემების ინტერპრეტაცია

გრავიმეტრიული აგეგმვის შედეგს (ცხადია მას შემდეგ, რაც შევიტანთ ყველა აუცილებელ შესწორებას) წარმოადგენს იზოხაზებში გამოსახული ბუგეს ანომალიების რუკა. გრავიმეტრიული მონაცემების ინტერპრეტაციის მიზანია ანომალიების რუკის მიხედვით გეოლოგიურ სტრუქტურებზე წარმოდგენის შექმნა. გეოფიზიკოსისათვის ბუგეს დადებითი ან უარყოფითი ანომალიები გაცილებით მეტს ნიშნავს, ვიდრე მხოლოდ ინფორმაცია მასის სიჭარბესა თუ დეფიციტზე. გეოფიზიკოსის საბოლოო მიზანია იმ სტრუქტურის ფორმისა და მდებარეობის დადგენა, რამაც სიმძიმის ძალის შეშფოთება გამოიწვია. მონა-ცემების ანალიზისათვის გამოიყენება ინტერპრეტაციის შესაბამისი მეთოდიკა. ყველას, ვინც კი გრავიმეტრიულ მონაცემებს იყენებს, განსაკუთრებით კი გეოლოგებს, უნდა ესმოდეს, რომ არსებული მეთოდიკებიდან რაგინდ საუკეთესოს გამოყენება ვერ გაგვცემს ცალსახა პასუხს დასმულ ამოცანაზე.

სიმძიმის ძალის ორი თავისებურება ცალსახა ინტერპრეტაციას თითქმის შეუძლებელს ხდის. პირველი – g-ს გაზომილი მნიშვნელობა დაკვირვების ნებისმიერ წერტილში ასახავს დღიური ზედაპირის ქვეშ მდებარე მრავალი მასის განაწილების ჯამურ გავლენას. ბუგეს ანომალიების რუკა თითქმის არასდროს წარმოადგენს ცალკეული, იზოლირებული, ანომალიის მარტივ სურათს, არამედ პრაქტიკულად ყოველთვის იძლევა შედარებით "მკვეთრ" და "ფართო" ანომალიების კომბინაციას, რომელთა წყაროები სხვადასხვა სიღრმეზეა განლაგებული. ამიტომ, ინტერპრეტაცია მხოლოდ მას შემდეგ შეგვიძლია ჩავატაროთ, როდესაც სხვადასხვა ხერხებით დადგინდება თითოეული წყაროს წვლილი საერთო ველში.



ნახ. 18

ინტერპრეტაციის მეორე და უფრო სერიოზული სიძნელე დაკავშირებულია იმასთან, რომ წყაროს განსაზღვრა მისი "ეფექტის" საშუალებით ხდება, რაც თავის მხრივ წარმოადგენს გრავიმეტრიის შებრუნებულ ამოცანას. ამ ამოცანების შესახებ შემდგომ გვექნება საუბარი. ნახ. 18-ზე ნაჩვენებია, რომ სიმძიმის ძალის მოცემული ანომალიის ახსნა შესაძლებელია ნებისმიერი იმ სხეულით, რომელიც ნახაზზეა გამოსახული. თუმცა ამისათვის აუცილებლად უნდა ვიცოდეთ $\Delta\sigma$ სიმკვრივის სხვაობა სხეულსა და გარემოს შორის.

ეს, ერთი შეხედვით, ინტერპრეტაციის პრობლემასთან დაკავშირებით, საკმაოდ პესიმისტურ სურათს გვიხატავს. თუმცა სინამდვილეში სიტუაცია არც თუ ისე უიმედოა. გეოლოგიური ინტუიცია დალოგიკური აზროვნება ხშირად საშუალებას გვაძლევს გამოვრიცხოთ რიგი შესაძლო ვარიანტებისა, ხოლო სხვა სახის ინფორმაცია, როგორიცაა სიმკვრივე ან იგეოლოგიური სხეულის ჩაწოლის სიღრმე, გვეხმარება რათა კიდევ უფრო შევამციროთ შესაძლო ამოხსნათა ინტერვალი. გარდა ამისა, თუ გვაქვს რაიმე მონაცემები კონტროლისათვის, როგორიცაა კაროტაჟისა ან სეისმური მონაცემები, მაშინ ცვლადების რიცხვი იმდენად შეგვიძლია შევამციროთ, რომ საბოლოო ამოხსნის დასაბუთება პრაქტიკულად შესაძლებელი გახდება.

16. გრავიმეტრიის პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანები

გრავიტაციული ანომალიების ინტერპრეტაციის მეთოდები იყოფა ***თვისებრივ*** და ***რაოდენობრივ*** მეთოდებად. რასაკვირველია ასეთი ასეთი დაყოფა პირობითად გვეჩვენება, რადგან კონკრეტული ამოცანის გადაწყვეტისას ორივე მეთოდი ხშირად ერთად გამოიყენება.

თვისებრივი მეთოდების საფუძველს წარმოადგენს დაშვება, რომ დედამიწის ქერქის განსხვავებული გეოლოგიური აგებულების უბნები ერთმანეთისაგან გარკვეულწილად ***სიმკვრივითაც*** განსხვავდება. ამის გამო, ინტერპრეტაცია წარმოებს გრავიტაციული რუკის სხვა გეოლოგიურ რუკებთან, როგორიცაა გეოტექტონიკური, პალეოგეოგრაფიული, სტრუქტურული და ა.შ., შედარების საფუძველზე. იზოანომალიების გავრცელების მიმართულების, ანომალური ველების კონფიგურაციისა და ინტენსიურობის, მაქსიმუმებისა და მინიმუმების ურთიერთგანლაგების საფუძველზე ხდება ტერიტორიის გეოლოგიური აგებულების შესახებ არსებული წარმოდგენის დაზუსტება ტექტონიკური და ლითოლოგიურ-პეტროგრაფიული დარაიონების თვალსაზრისით, ხდება იმ უბნებისა და ზონების გამოყოფა, სადაც შემდგომში უნდა ჩატარდეს საძიებო სამუშაოები იმ სტრუქტურული ფორმების აღმოსაჩენად, რომლებიც შეიძლება უკავშირდებოდეს სასარგებლო წიაღისეულ საბადოებს.

თუ ორ რუკას შორის არსებობს კარგად გამოხატული შესაბამისობა, მაშინ ხდება ანომალური ველის გამომწვევი გეოლოგიური ფაქტორის რაოდენობრივი შეფასება.

რაოდენობრივი ინტერპრეტაცია არის მათემატიკური ფორმულების, ან სხვადასხვა სახის ნომოგრამების (ან პალეტების) საშუალებით ჩატარებული გამოთვლათა ერთობლიობა, რომელიც გამოიყენება ანომალიის გამომწვევი სხეულის ფორმისა და ჩაწოლის სიღრმის განსასაზღვრავად. ამ სიდიდეების შეფასება რიცხვითი მნიშვნელობებით ხდება.

რასაკვირველია, ინტერპრეტაცია უფრო დამაჯერებელია, როდესაც გრავიტაციულთან ერთად გამოიყენება მაგნიტური ანომალიის რუკები, სეისმური და ელექტრული მეთოდების გამოყენებით აგებული სტრუქტურული ჭრილები.

ინტერპრეტაციის რაოდენობრივი მეთოდების სრული მოცულობით გამოყენება ხდება სასარგებლო ნამარხების ძიებისას. ინტერპრეტაციის შედეგად განისაზღვრება იმ მასების სიღრმის მიხედვით განლაგება და განაწილება, რომლებმაც წარმოქმნა აგეგმვის შედეგად გამოვლენილი ანომალური ველი. წინასწარი მონაცემები გამოთვლებისათვის დასაბუთებული უნდა იყოს წინასწარი გეოლოგიური და გეოფიზიკური გამოკვლევებით. ასე მაგალითად, თუ საუბარი ეხება მადნური საბადოს ძიებას, მაშინ ცნობილი უნდა იყოს თუ რომელ გენეტიკურ და მორფოლოგიურ ტიპს მიეკუთვნება ის, ასევე ცნობილი უნდა იყოს დანალექი წყების აგებულებაც.

რაოდენობრივი ინტერპრეტაციის დროს, როგორც წესი გვიხდება გეოლოგიური აგებულების გამარტივება, რადგანაც მათემატიკური აპარატის გამოყენება შესაძლებელი ხდება რეალური სტრუქტურების რაღაცნაირი იდეალიზაციის პირობებში. ეს გამარტივებები ხანდახან არ შეესაბამება რეალურ პირობებს, მაგრამ, როგორც ეს შემდგომ იქნება ნაჩვენები არც შესამჩნევი ცვლილებები შეაქვთ ინტერპრეტაციის საბოლოო შედეგში. გრავიტაციული ანომალიების გამომწვევი სხეულების აგებულების მიმართ ყველაზე უფრო ხშირად შემდეგი დაშვებები შეაქვთ:

ითვლება, რომ გეოლოგიურ წარმონაქმნებს გააჩნია მუდმივი ჭარბი სიმკვრივე გარემომცველი ქანების მიმართ. უმეტეს შემთხვევაში ეს ჭეშმარიტებას შეესაბამება, მაგრამ არსებობს შემთხვევები, როდესაც ასეთი დაშვება შეიძლება გაკეთდეს მხოლოდ ძალიან უხეში მიახლოებით. სამაგიეროდ უნდა აღინიშნოს, რომ დაშვება ჭარბი სიმკვრივის მუდმივობის შესახებ არსებითად ამარტივებს რაოდენობრივი ინტერპრეტაციის ამოცანების ამოხსნას.

ხშირად უშვებენ, რომ გეოლოგიური წარმონაქმნები ორგანზომილებიანი სხეულებია, ანუ სხეულები რომელთა გავრცელება უსასრულოა, ხოლო განივკვეთი მუდმივი. ბუნებაში ასეთი სხეულები არ არსებობს, მაგრამ ამ დაშვებას არ შეაქვს დიდი შეცდომა ინტერპრეტაციაში და შესამჩნევად ამარტივებს გამოთვლებს.

დაბოლოს, ითვლება, რომ სხეულებს, რომლებიც გრავიტაციულ ველს ქმნის, აქვს წესიერი გეომეტრიული ფორმა. ასეთი სხეულებისათვის შეიძლება მოინახოს გრავიტაციული ანომალიების ანალიზური გამოსახულება, რომელიც დააკავშირებს სხეულის პარამეტრებსა და ანომალიის მნიშვნელობას ზოგ მახასიათებელ წერტილში.

რაოდენობრივი ინტერპრეტაციისას ვსარგებლობთ ანომალური ველის მხოლოდ ცვლადი ნაწილით, ანუ ნაწილით, რომელიც გაპირობებულია ადგილობრივი გეოლოგიური არაერთგვაროვნებით. თუ დაკვირვებულ ანომალიებს, მაგალითად ბუგეს ანომალიებს, აღვნიშნავთ Δg-თი და მისგან მუდმივ ნაწილს გამოვრიცხავთ, მივიღებთ Δg-ს ლოკალურ მნიშვნელობას. ეს მნიშვნელობები შეიძლება ჩავთვალოთ იმ მასების მიზიდულობის ძალის ვერტიკალური მდგენელის მნიშვნელობად, რომელიც გეოლოგიურ ჭრილში სიმკვრივის არაერთგვაროვნებას ქმნის. აქედან გამომდინარეობს Δg-ს საშუალებით რაოდენობრივი გამოთვლების ჩატარების შესაძლებლობა. რასაკვირველია ამ დროს ითვლება, რომ დედამიწის ზედაპირი ჰორიზონტული სიბრტყეა.

ანომალიების რაოდენობრივი ინტერპრეტაციის საგანს წარმოადგენს გრავიძიების პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანების ამოხსნა.

პირდაპირი ამოცანის ამოხსნისას მოცემული ანომალური მასის პირობებში (ანუ როდესაც ცნობილია მასის ფორმა, სიდიდე, ჩაწოლის სიღრმე, სიმკვრივე) საჭიროა ვიპოვოთ მის მიერ გამოწვეული გრავიტაციული ველი. პირდაპირი ამოცანა ცალსახად ამოიხსნება, ანუ არ არსებობს ორი, ან მეტი ერთმანეთისაგან განსხვავებული ველი Δg, რომელსაც შეიძლება ქმნიდეს მოცემული მასა დედამიწის ზედაპირზე,

შებრუნებული ამოცანა გულისხმობს, რომ მოცემულია გრავიტაციული ველი Δg და უნდა განვსაზღვროთ მისი გამომწვევი გეოლოგიური ფაქტორი (ანუ ანომალური მასის რაოდენობა, სხეულის ფორმა, ჩაწოლის სიღრმე, სიმკვრივე). ამ ამოცანას საზოგადოდ ცალსახა ამოხსნა არა აქვს, რადგან ყოველთვის შეგვიძლია წარმოვიდგინოთ ანომალური მასის სხვადასხვა განაწილება, რომელსაც ერთი და იგივე გრავიტაციული ველი შეესაბამება.

პირდაპირი ამოცანა დამხმარე ამოცანას წარმოადგენს, რადგან საშუალებას გვაძლევს ვიპოვოთ შებრუნებული ამოცანის ამოხსნის სხვადასხვა ხერხი, მაგალითად იმ შემთხვევაში, როდესაც ანომალია გამოწვეულია წესიერი გეომეტრიული ფორმის სხეულით. გარდა ამისა, პირდაპირი ამოცანის ამონახსნის შედარებით საინტერპრეტაციო ანომალიასთან შეიძლება მოიძებნოს ისეთი ამონახსნი, რომელიც ამ ანომალიას თანხვდება. ასეთ შემთხვევაში ანომალიასთან თანხვედრილ პირდაპირი ამოცანის ამონახსნს მიიჩნევენ შებრუნებული ამოცანის ამონახსნად.

შებრუნებული ამოცანის ამოხსნა მიზნად ისახავს არა მარტო მონაცემების მიღებას იმ გეოლოგიური ობიექტის შესახებ რამაც გრავიტაციული ანომალია შექმნა, არამედ ინტერპრეტაციის შედეგების უტყუარობის შეფასებასაც. რაც შეეხება შებრუნებული ამოცანის ამოხსნის უტყუარობას, მისი შეფასება ამოხსნის მდგრადობითაა შესაძლებელი. ითვლება, რომ შებრუნებული ამოცანის ამოხსნა მდგრადია, თუ გრავიტაციული ანომალიის გამომწვევი სხეულის ზომისა და ფორმის უსასრულოდ მცირე ცვლილებას შეესაბამება მისი გრავიტაციული ველის ასევე უსასრულოდ მცირე ცვლილება. თუ ეს სხეული ხასიათდება რამოდენიმე გეომეტრიული პარამეტრით (სიღრმე, სიმძლავრე და ა.შ.), მაშინ მიზანშეწონილია შებრუნებული ამოცანის მდგრადობა ცალკეულ პარამეტრს შეუსაბამოდ. უმეტეს შემთხვევაში ცალკეული ამ პარამეტრთაგანი, სხვადასხვა თანაბარი პირობების დროს სხვადასხვა სიზუსტით განისაზღვრება, ხოლო ერთი პარამეტრის სიზუსტე როგორც წესი სხვა პარამეტრის სიზუსტეზეც მოქმედებს. მაგალითად, ვერტიკალური ფენის ჩაწოლის სიღრმე გაცილებით ზუსტად შეგვიძლია განვსაზღვროთ ვიდრე მისი სიმძლავრე და ჭარბი სიმკვრივე, ხოლო მისი ზედა კიდის მდებარეობა კი ქვედა კიდისაზე გაცილებით ზუსტად. ნათქვამს შეიძლება დაუმატოთ, რომ სხეულის ფორმა განისაზღვრება საიმედოდ და შებრუნებული ამოცანის ამოხსნა მაშინაა მდგრადი, როდესაც სხეულის ზომები საკმაოდ აღემატება ჩაწოლოს სიღრმეს. კერძოდ, თუ ფენის მაგალითს დავუბრუნდებით, შეიძლება აღვნიშნოთ, რომ მისი ჰორიზონტული სიმძლავრე საიმედოდ მხოლოდ იმ შემთხვევაში განისაზღვრება, როდესაც ფენის ზედა კიდის სიღრმე ნაკლებია მის ჰორიზონტულ სიმძლავრეზე.

როგორც ადრე იყო აღნიშნული, ანომალიის ინტერპრეტაციისას უდიდესი მნიშვნელობა ენიჭება მონაცემებს სიმკვრივის განაწილების შესახებ გეოლოგიურ ჭრილში. ეს მონაცემები მიიღება ჭაბურღილიდან ამოღებული კერნებისა და გამონამუშევრებისა და გაშიშვლებების გამოკვლევით.

დაუშვათ σ_1 არის იმ ანომალური სხეულის სიმკვრივე, რომლის გამოკვლევასაც ჩვენ მიზნად ვისახავთ. σ_0 – გარემომცველი ქანების სიმკვრივეა. მაშინ,

$$\sigma = \sigma_1 - \sigma_0$$

არის ***ანომალური სიმკვრივე***. ჩვეულებრივ, რაოდენობრივი ინტერპრეტაციისას მიღებულია, რომ σ ცნობილი უნდა იყოს.

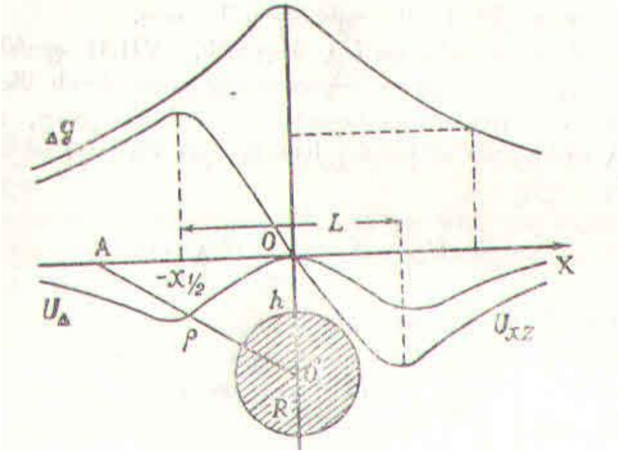
როგორც წესი გარემომცველი ქანების სიმკვრივე სიღრმესთან ერთად იცვლება. ხშირად, ქანების გამოსოლვისას, ან ერთი ქანის ჩანაცვლებისას მეორეთი, დაიკვირვება სიმკვრივის ცვლილება ჰორიზონტული მიმართულებით. ამ შემთხვევაში ანომალური სიმკვრივის მნიშვნელობის დადგენა საკმაოდ რთულდება, რაც თავის მხრივ ინტერპრეტაციის სიზუსტეზე ახდენს გავლენას.

ინტერპრეტაცია ყველაზე უფრო საიმედოა გეოლოგიურ-გეოფიზიკური პირობების ხელსაყრელი შეხამებისა და სარწმუნო დამატებითი ინფორმაციის არსებობისას, რაც საშუალებას გვაძლევს მოვძებნოთ შებრუნებული ამოცანის ცალსახა ამოხსნა. გრავიტაციული ანომალიების გეოლოგიური ინტერპრეტაციის საფუძველზე კეთდება სათანადო დასკვნები საკვლევი ტერიტორიის გეოლოგიური აგებულების შესახებ, იგება ტექტონიკური რუკები, განისაზღრება ცალკეული მადნური სხეულების მდებარეობა და ა.შ. მაგრამ, ყოველთვის უნდა გვქონდეს მხედველობაში, რომ გრავიმეტრიული კვლევებიდან მიღებული დასკვნები წარმოადგენს ინტერპრეტაციის ერთ-ერთ შესაძლებელ ვარიანტს, ანუ მას აქვს პირობით-ალბათური ხასიათი, რადგან ეს დასკვნები გაკეთებულია ისეთი პირობების დაცვით, რომელთა საიმედობა სავარაუდოა.

განვიხილოთ რამდენიმე მაგალითი პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანის ამოხსნისა მარტივი გეომეტრიული ფორმის სხეულებისათვის.

17. პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანა ერთგვაროვანი სფეროსათვის

ერთგვაროვანი სფერო ხასიათდება მთელი რიგი თავისებურებებით. კერძოდ, ის არის ყველაზე მარტივი მიმზიდველი სხეული; მოცემული მუდმივი მასის პირობებში ის შეიძლება შევცვალოთ სხვა, მეტი ან ნაკლები მოცულობის სფეროთი, ანდა წერტილით, ისე რომ ანომალური ველი არ შეიცვლება. როგორც ვიცით, სფერო გამოსახავს ნებისმიერი, უფრო რთული ფორმის, სხეულის გრავიტაციული ველის ძირითად ნაწილს. სფეროს შეიძლება შეუსაბამოთ მადნური სხეულები, მარილის გუმბათები, კარსტული სიცარიელეები და ა.შ. ამიტომ, ისეთი გამოთვლებისას, როდესაც დიდი სიზუსტე არ გვჭირდება, შეიძლება სფეროთი ვისარგებლოთ.



ნახ. 19. Δg, U_{xz} და U_{Δ} მრუდები სფერული სხეულისათვის

ვიგულისხმოდ, რომ დედამიწის ზედაპირი წარმოადგენს ჰორიზონტულ სიბრტყეს და განვიხილოთ ერთგვაროვანი სფერული მასა, რომლის O′ ცენტრი მდებარეობს h სიღრმეზე (ნახ. 19). თუ ანომალური მასა არის M, მაშინ ამ სიბრტყის ნებისმიერ A წერტილში, რომელიც x მანძილითაა დაშორებული ეპიცენტრიდან, მიზიდულობის ძალის ვერტიკალური მდგენელი შემდეგნაირად გამოისახება:

$$\Delta g = fM \frac{h}{(x^2+h^2)^{3/2}}, \qquad (17.$$

ამ ფორმულაში უცნობია h და M მუდმივი სიდიდეები, რომლებიც Δg მრუდის საშუალებით უნდა განისაზღვროს ანუ უნდა ამოვხსნათ შებრუნებული ამოცანა.

ჯერ განვიხილოთ Δg მრუდი. ნახაზიდან გამომდინარეობს, რომ x=0 წერტილში სიმძიმის ძალის ანომალია აღწევს მაქსიმუმს, ანუ

$$\Delta g_{max} = f\frac{M}{h^2} \qquad (17.2)$$

ხოლო, როცა $x \to \pm\infty$, მაშინ $\Delta g \to 0$.

დაუშვათ $x_{1/2}$ არის h-ს ის მნიშვნელობა, რომლის დროსაც $\Delta g = 1/2\ \Delta g_{max}$, ან

$$fM \frac{h}{(x^2_{1/2}+h^2)^{3/2}} = \frac{1}{2} f \frac{M}{h^2}$$

საიდანაც მივიღებთ, რომ სფეროს ცენტრის სიღრმე

$$h = 1.334\ x_{1/2} \qquad (17.3)$$

თუ (17.2)-ში შევიტანთ h-ის მნიშვნელობას, გვექნება,

$$M = \frac{\Delta g_{max} . h^2}{f} \qquad (17.4)$$

საიდანც გამოითვლება M-ის მნიშვნელობა. ამ გამოთვლებისათვის საკმარისია ანომალიის მრუდიდან ავიღოთ Δg_{max} -ის მნიშვნელობა, ხოლო (17.3)-დან h-ისა

იმის გამო, რომ O წერტილის ადგილმდებარეობის ზუსტად განსაზღვრა ძნელია, შესაბამისად გრძელდება H-ის განსაზღვრაც. ამ ამოცანის გადასაწყვეტად სარგებლობენ ჰორიზონტული U_{xz} გრადიენტით, რომლის განსაზღვრა შესაძლებელია ვარიომეტრითა და გრადიენტომეტრით. გამოსათვლელ ფორმულას აქვს სახე:

$$U_{xz} = 3fM \frac{xh}{(x^2+h^2)^{5/2}} \qquad (17.5)$$

ამ ფუნქციის მრუდი ნახაზზეა ნაჩვენები. მას მაქსიმალური მნიშვნელობა აქვს მაშინ, როცა x<0, ხოლო მინიმალური, როცა x>0. ეს მრუდი ანომალური სხეულის თავზე, O წერტილში გადის. აბსცისათა მნიშვნელობები, რომლის დროსაც ფუნქცია ექსტრემუმს აღწევს, განისაზღვრება პირობიდან:

$$\frac{d}{dx}(U_{xz}) = 0,$$

რომლის გაწარმოების შემდეგ მივიღებთ:

$$x_{max} = -\frac{h}{2}$$

(17.6)

$$x_{min} = +\frac{h}{2}$$

თუ -ის მნიშვნელობას შევიტანთ (17.5) გამოსახულებაში, მივიღებთ

$$(U_{xz})_{max} = 0.858\ f\ \frac{M}{h^3} \qquad (17.7)$$

საიდანაც მარტივად ამოიხნება M.

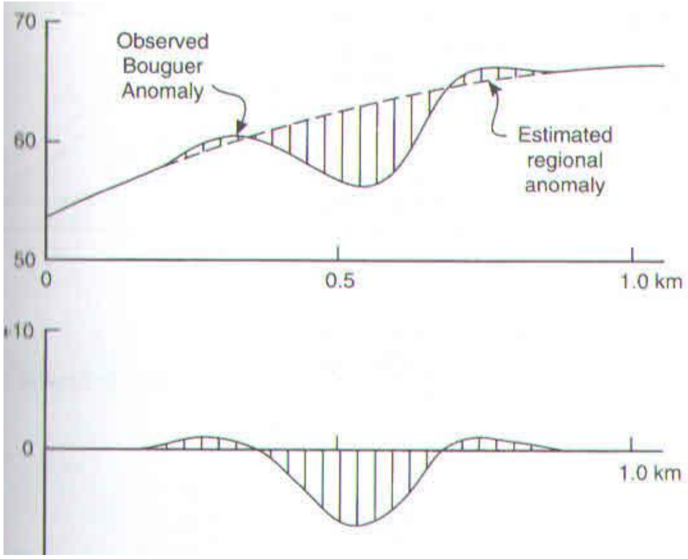
თუ ცნობილია სფეროს მასის ჭარბი სიმკვრივე σ, მაშინ შეგვიძლია გამოვთვალოთ მისი მოცულობა V და რადიუსი ღ შემდეგი ფორმულით,

$$M = V\sigma = \frac{4}{3}\ \pi R^3 \sigma. \qquad (17.8)$$

18. რეგიონული და ლოკალური ანომალიები

სიმძიმის ძალის ანომალიები, რომლებიც შედარებით მცირე გეოლოგიური ობიექტებითაა გამოწვეული, დედამიწის ქერქის დიდი სტრუქტურებით გამოწვეული ანომალური ველი ფონზე მცირე შეშფოთების სახით გამოვლინდება. ამ სტრუქტურებით გამოწვეული ანომალიები, როგორც წესი, დიდ მანძილზე ვრცელდება და ამიტომ მათ *რეგიონული ანომალიები* ეწოდება, განსხვავებით მცირე სტრუქტურებით გამოწვეული *ლოკალური ანომალიებისაგან.* ჩვეულებრივ, გრავიტაციული ძიებისას, ძირითად ინტერესს, ლოკალური ანომალიების გამოვლენა იწვევს, სწორედ ამიტომ, ინტერპრეტაციის პირველი ნაბიჯია რეგიონული ფონის მოცილება, რათა გამოვყოთ ლოკალური ანუ ნარჩენი ანომალიები.

მცირე ფართის სიმძიმის ძალის რუკაზე რეგიონული ველი შეიძლება წარმოდგენილი იყოს ერთმანეთის პარალელური იზოხაზებით, რომლებიც ერთმანეთისაგან ტოლი მანძილებითაა დაშორებული. ლოკალური ანომალია, რომელიც ჩაკეტილი იზოხაზებითაა გამოსახული, გამოიყურება როგორც "ხმაური" რეგიონული ანომალიის ველში. ლოკალური ანომალიის გამოსაყოფად რეგიონუ-ლი ეფექტი ორი ხერხით შეიძლება მოიხსნას: პირველი – გრაფიკული მოგლუვებით იზოხაზების რუკაზე ან პროფილებზე და მეორე – ანალიზური ხერხით.



ნახ. 22

გეოლოგებს შორის უფრო პოპულარულია გრაფიკული ხერხი, როდესაც სწორხაზოვნად ან მრუხაზოვნად მოგლუვება თვალით ხდება. მართალია, ეს პროცედურა მთლიანად ემპირიული და სუბიექტურია და ძირითადათ ინტერპრე-ტატორის ოსტატობაზეა დამოკიდებული, მაგრამ მაინც არ შეგვიძლია მივიჩნიოთ მეთოდის სისუსტედ, რადგან ინტერპრეტატორის მიერ გეოლოგიური სიტუაციის ცოდნა შეიძლება გამოყენებულ იქნეს რეგიონული ველის შერჩევისას. ნახაზ 22-ზე ნაჩვენებია ლოკალური ანომალიის გამოყოფის გრაფიკული ხერხი.

ანალიზური მიდგომა ემყარება სიმძიმის ძალის ანომალიების გასაშუალებას, რაც რამდენიმე მეთოდით შეგვიძლია მოვახდინოთ და რომელთა ჩამოთვლას აქ არ შევუდგებით. მხოლოდ აღვნიშნავთ, რომ მართალია ანალიზური მეთოდი თავისუფალია სუბიექტურობისაგან, მაგარამ ეს პროცესი მეტისმეტად მექანიკურია და ის ცნობილი გეოლოგიური ფაქტორები, რომლებსაც შეეძლო ინტერპრეტაციაზე გავლენის მოხდენა, შესაძლოა მხედველობიდან გამოგვრჩეს.

19. ძირითადი ამოცანები, რომლებიც გრავიძიების საშუალებით წყდება

სიმძიმის ძალის ანომალიები წარმოადგენს სხვადასხვა სიღრმეზე განლაგებული მასების ჯამური გავლენის შედეგს. ამიტომ, ქანების სიმკვრივეების მნიშველოვანი გრადიენტის დროს გრავიძიების საშუალებით დადებითად წყდება ამოცანათა საკმად ფართო სფერო. მათგან ძირითადია:

1. ტექტონიკური დარაიონება, მაშასადამე ისეთი რეგიონების გამოყოფა, რომლებიც ერთმანეთისაგან გეოლოგიური აგებულებით განსხვავდება. ამასთანავე ამ აგებულების თავისებურებათა გამოყოფა;

2. სტრუქტურების ძიება, რომლებთანაც შეიძლება დაკავშირებული იყოს ესა თუ ის წიაღისეული საბადოები, ძირითადათ ნავთობისა და გაზისა;

3. მადნეული რაიონების სიღრმული აგებულების შესწავლა, ძირითადი მადანმაკონტროლებელი სტრუქტურების გამოყოფა, ცალკეული მადნური სხეულების პირდაპირი ძიება და შემოკონტურება;

4. ნავთობისა და გაზის საბადოების პირდაპირი ძიება.

უკანასკნელი ორი ამოცანა წყდება მაღალი სიზუსტის გრავიძიების საშუალებით.

ინტერპრეტირების გასამარტივებლად ხდება ანომალური გრავიტაციული ველის წარმოდგენა გრავიმეტრიული რუკების სახით, რომლებზედაც ანომალიების მნიშვნელობებია დატანილი. ტოლი მნიშვნელობის ადგილები შეერთებულია უწყვეტი წირებით, რომლებსაც იზოანომალიები ეწოდება.

გრავიძიების გამოყენება ყველაზე მეტად ეფექტურია ნავთობისა და გაზის საბადოების ძებნა–ძიებისას, რადგან კვლევის მიზანს სტრუქტურების ძიება წარმოადგენს, ანუ გეოლოგიური სტრუქტურების შესწავლა, რომლებიც შეაძლებელია ნავთობისა და გაზის საბადოებს შეიცავს. ამ დროს საკმაოდ დიდ ანომალიებთან შეიძლება გვქონდეს საქმე, რომელთა მნიშვნელობა რამოდენიმე ერთეულიდან რამოდენიმე ათეულ მილიგალამდე შეიძლება მერყეობდეს. სტრუქტურული ძიების ასეთ მაგალითს წარმოადგენს ნავთობისა და აირის ძიება მარილის გუმბათების რაიონებში. მარილის გუმბათების ფორმა სხვადასხვაგვარია – ეს არის ქვამარილის ინტრუზივები, რომლებმაც გაარღვია მათ ზევით მდებარე ქანთა ფენები და ნაწილობრივ ზემოთ ასწია ისინი. მარილის გუმბათების ფრთებზე ხშირად გვხვდება ნავთობისა და აირის კოლექტორები. მარილის ასეთი შტო-

კი, რომელიც ხშირად არც თუ ისე ღრმად არის ჩაწოლილი, საკმაოდ დიდ სიგრძეზე – ასეული მეტრიდან ათეულ კილომეტრამდე ვრცელდება. ქვამარილის სიმკვრივე (2000 კგ/მ3), როგორც წესი, ნაკლებია შემცველი ქანების (2200–2400 კგ/მ^3) სიმკვრივეზე. ამიტომ მარილის გუმბათების თავზე დაიკვირვება რამოდენიმე მილიგალიდან რამოდენიმე ასეულ მილიგალამდე სიდიდის უარყოფითი ანომალია. ასეთი გრავიტაციული მინიმუმები გვხვდება კასპიისპირა დაბლობზე, დასავლეთ გერმანიაში, რუმინეთში. ხანდახან მარილის შტოკები გადაფარულია თაბაშირ-ანჰიდრიტის ქუდით. ამ დროს სიმძიმის ძალის საერთო მინიმუმი გართულებულია ცენტრალური მაქსიმუმით. ასეთი სტრუქტურები ცნობილია უკრაინაში, მექსიკის ყურის შელფსა და სანაპიროზე და სხვა ადგილებში.

ხანდახან მარილის გუმბათი დაფარულია მკვრივი ბრექჩიისებრი (მსხვილნატეხიანი) ქანებით, რომლებიც დედამიწის ქერქის ღრმა ფენებიდან ამოჰყვა ქვამარილს. ბრექჩია თითქოს გარს ეკვრის თაღს და საერთო მინიმუმის ფონზე ქმნის წრიულ მაქსიმუმს.

სხვა სახის სტრუქტურები, რომლებსაც ხშირად თან სდევს ნავთობისა და აირის საბადოები და რომლებიც შედარებით ადვილად დაიძიება ძიების გრავიმეტრიული მეთოდებით, არის ანტიკლინური ნაოჭები. ეს სტრუქტურები წარმოადგენს ქანების თაღოვან აზევებას ფრთების ზოგჯერ ციცაბო, ხშირად კი ძალზე დამრეცი ვარდნით. ასეთი ნაოჭის შიდა ფენები აგებულია უფრო ძველი ქანებით, გარეთა კი – უფრო ახალგაზრდათი.

ასეთი სტრუქტურების თაღოვან ნაწილს, თუ ის არ არის გართულებული ნასხლეტით ან ფლექსურით, ხშირად უკავშირდება ნავთობისა და აირის საბადოები. გართულებულ ანტიკლინურ ნაოჭში, ეს საბადოები მის ფერდებზედაც შეიძლება შეგვხვდეს. ანტიკლინური ნაოჭისათვის ტიპიურია სიმძიმის ძალის მაქსიმუმის არსებობა. ეს გასაგებიცაა, რადგან ეს სტრუქტურა წარმოადგენს აზევებას, მაშასადამე, როგორც წესი, უფრო მკვრივი ფენების მიახლოებას დღიურ ზედაპირთან.

მადნური საბადოების ძიებისას, ნავთობის ძიებისაგან განსხვავებით, როდესაც ხდება ამ საბადოსთან დაკავშირებული სტრუქტურის ძიება, ხშირად აწარმოებენ თვით მადნური სხეულის ძებნა-ძიებას. ამ შემთხვევაში გრავიძიება ძიების პირდაპირ მეთოდს წარმოადგენს. მადნური საბადოების და მადნური სხეულების ძიებისას, ადგილი აქვს შემდეგ განმასხვავებელ თავისებურებებს: საძიებელი ობიექტის მცირე ჩაწოლის სიღრმე, დიდი ჭარბი სიმკვრივე, რომელიც შესამჩნევად ჭარბობს შემცველი ქანების სიმკვრივეს, საბადოს მცირე გავრცელება, საბადოს ფორმა, რომელიც ხშირად წესიერ ფორმასთანაა ახლო. ეს ყოველივე განაპირობებს ასეთი ობიექტების გრავიმეტრიული ძიების მეთოდიკას. მადნური სხეულები და საბადოები, როგორც წესი, იწვევს მცირე, რამოდენიმე მილიგალის რიგის ლოკალურ ანომალიებს დიდი გრადიენტებით, რომლებსაც მაქსიმუმი ამ ობიქტების თავზე გააჩნიათ. ამიტომ ძიებისას, და შემდგომ აღმოჩენილი ობიექტების შესწავლისას გამოიყენება მსხვილმასშტაბიანი დეტალური გრავიმეტრიული აგეგმვა გაზომვების მაღალი სიზუსტით.

ბ.ბალავაძე. გრავიმეტრიის კურსი
Н.П.Грушинский. Основы гравиметрии. 1983.
Д.В.Загребин. Введение в теоретическую гравиметрию. 1976.
П.Кири, М.Брукс. Введение в геофизическую разведку
А.К.Маловичко. Основной курс гравиразведки. Часть I. 1966.
П. Шарма. Геофизические методы в региональной геологии. 1989
Т. Цубой. Гравитационное поле Земли. 1982