ԵՐԵՎԱՆԻ ՊԵՏԱԿԱՆ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆ

ՄԱՐԻՆԵ ՍԱՐԳՍԻ ՄԿՐՏՉՅԱՆ

«ԵՐԿՐԻ ՖԻՉԻԿԱ» ԱՌԱՐԿԱՅԻ ԳՈՐԾՆԱԿԱՆ ԵՎ ԼԱԲՈՐԱՏՈՐ ԱՇԽԱՏԱՆՔՆԵՐԻ ԿԱՏԱՐՄԱՆ ՄԵԹՈԴԱԿԱՆ ՑՈՒՑՈՒՄՆԵՐ

ԵՐԵՎԱՆ ԵՊՀ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ 2019 ረSԴ 550.3(072) ዓሆԴ 26.2 ሆ 806

> Հրատրարակության է երաշխավորել ԵՊՀ աշխարհագրության և երկրաբանության ֆակուլտետի գիտական խորհուրդը

Մկրտչյան Մ. Ս.

Մ 806 «Երկրի ֆիզիկա» առարկայի գործնական և լաբորատոր աշխատանքների կատարման մեթոդական ցուցումներ/ Մկրտչյան Մ. Ս.: -Եր., ԵՊՀ հրատ., 2019, 52 էջ։

Մեթոդական ցուցումը բաղկացած է 9 գործնական և լաբորատոր աշիսատանքներից, որոնք նվիրված են երկրաֆիզիկական դաշտերի (գրավիտացիոն, մագնիսական, ռադիոակտիվ, ջերմային, էլեկտրամագնիսական, սեյսմիկ) միջոցով որոշ երկրաբանական հարցերի լուծման կիրառական առանձնահատկություններին։ Տվյալ աշխատանքի նպատակն է ուսանողներին ծանոթացնել «Երկրի ֆիզիկա» առարկայի տեսական կուրսի ընթացքում ներկայացված վերոհիշյալ դաշտերի գործնական կիրառմանը։

Սույն ձեռնարկը նախատեսված է «Երկրաբանություն» մասնագիտացմամբ ուսանողների համար։

> ረSԴ 550.3(072) ዓሆጉ 26.2

ISBN 978-5-8084-2346-6

© ԵՊՀ հրատ., 2019 © Մկրտչյան Մ. Ս., 2019

Բովանդակություն

Ներածություն	;
Աշխատանք № 1	
Երկրի զանգվածի որոշումը)
Աշխատանք № 2	
Ծանրության ուժի չափումներ ճոճանակի մեթոդով9)
Աշխատանք №3	
Երկրակեղնի հզորության հաշվարկներ13	3
Աշխատանք №4	
Երկրի ջերմային դաշտ18	3
Աշխատանք №5	
Կամայական խորությունների համար գեոթերմիկ աստիճանի և	
ջերմաստիճանի հաշվման մեթոդիկան24	ł
Աշխատանք №6	
Լեռնային ապարների մագնիսական հատկությունների որոշումը	
հնամագնիսական ուսումնասիրությունների ժամանակ29)
Աշխատանք № 7	
Ռադիոակտիվ իզոտոպերի կիրառումը երկրաբանական	
առաջացումների բացարձակ հասակի որոշման համար34	ł
Աշխատանք №8	
Երկրի գործակիցների որոշումը39)
Աշխատանք №9	
Երկրաշարժի էպիկենտրոնի տեղադիրքի որոշումը	;
Օգտագործված գրականության ցանկ50)

Ներածություն

Ֆիզիկայի այն բաժինը, որն ուսումնասիրում է մեր մոլորակի նյութի ագրեգատային վիճակն ու կառուցվածքը կոչվում է Երկրի ֆիզիկա, այսինքն Երկիր մոլորակի ֆիզիկա։ Այն ներառում է երկրագնդի ծագման, ներքին կառուցվածքի, դրա մակերեսին և ընդերքում ընթացող տարբեր պրոցեսների (երկրաշարժեր, սառցային երևույթներ), ինչպես նաև երկրաֆիզիկական դաշտերի օգտագործմամբ երկրաբանական տարբեր հարցերի պարզաբանում ու ուսումնասիրում։ Երկրի ֆիզիկայի զարգացման ընթացքը՝ որպես առանձին գիտություն, կատարվել է փուլերով և մինչ այժմ դրա տարբեր բաժինները ենթարկվում են որոշակի փոփոխությունների։ Ուսումնասիրությունների արդյունքների հիման վրա պարզվել է, որ Երկրի զարգացումը պետք է կապել երկրադինամիկ պրոցեսների հետ, ինչն էլ երկրագնդում գլոբալ պրոցեսների մեխանիկան է։

Մեթոդական ցուցումը բաղկացած է գործնական և լաբորատոր աշխատանքներից, որոնք ուսանողին թույլ կտան ձեռք բերել գիտելիքներ երկրաբանական որոշ խնդիրների լուծման համար՝ օգտագործելով երկրաֆիզիկական դաշտերի բաշխվածությունը երկրագնդում, հնարավորություն կընձեռնեն ծանոթանալ երկրաֆիզիկական հանույթի անցկացման մեթոդիկայի հիմունքներին, երկրի մակերեսին երկրաֆիզիկական դաշտերի բաշխման տարբեր մոդելների կառուցման մեթոդներին, դրանց մեկնաբանման ձևերին` նպատակ ունենալով բացահայտել օգտակար հանածոների հանքավայրերի, ինչպես նաև սեյսմաակտիվ շրջանների տեղադրման օրինաչափությունները:

Աշխատանք № 1 Երկրի զանգվածի որոշումը

Համաձայն Նյուտոնի համաշխարհային ձգողականության օրենքի (մ.թ. XVII դար) երկու՝ m և M, զանգվածներով մարմիններ, որոնք իրարից գտնվում են R հեռավորության վրա, միմյանց վրա ազդում են (կամ միմյանց ձգում են) մի ուժով, որն ուղիղ համեմատական է այդ մարմինների զանգվածների արտադրյալին և հակադարձ համեմատական՝ դրանց միջև եղած հեռավորության քառակուսուն՝

$$\mathbf{F} = \mathbf{G} \frac{\mathbf{m} \cdot \mathbf{M}}{\mathbf{R}^2},\tag{1.1}$$

որտեղ G-ն գրավիտացիոն հաստատունն է, որի քանակական գնահատումը շատ բարդ փորձեր է պահանջում [3, 10]։ Այդ իսկ պատճառով 18-րդ դարում հնարավոր եղավ պարզագույն փորձով, չունենալով գրավիտացիոն հաստատունի արժեքը, հաշվել Երկրի զանգվածը՝ օգտագործելով (1.1) բանաձևը։ Որոշ ժամանակ անց, իմանալով Երկրի շառավիղը (R_b), հնարավոր եղավ հաշվել նաև Երկրի միջին խաությունը [7]:

Աշխատանքի կատարման ընթացքը

Ենթադրենք ունենք ֆիզիկական ճոճանակից կախված m շատ փոքր զանգվածով մետաղական մարմին, որը գտնվում է բավականին մեծ M_U զանգվածով մարմնից (խոշոր լեռնազանգված, որի համար (m « M_U) R_U հեռավորության վրա (Նկար 1)։ Ըստ 1.1 բանաձևի՝

$$F = G \frac{m \cdot M_U}{R_U^2} : \qquad (1.2)$$

Միևնույն ժամանակ՝

$$\mathbf{F} = \mathrm{mgtg}\alpha: \tag{1.3}$$

Այդ դեպքում F ուժը, որով մետաղական զանգվածը ձգվում է դեպի լեռնազանգվածը, կլինի

$$F = G \frac{m \cdot M_U}{R_U^2} = mgtg\alpha , \qquad (1.4)$$

որտեղ g-ն ազատ անկման արագացումն է:



Նկար 1

Խոշոր լեռնազանգվածի ազդեցությունը ֆիզիկական ճոճանակից կախված մետաղական մարմնի վրա

Միևնույն ժամանակ մետաղական մարմնի վրա ազդում է նաև մեկ այլ ուժ՝ Երկրի ձգողականության ուժը (Նկար 1), որի արդյունքում

$$mg = G \frac{m \cdot M_{\rm b}}{R_{\rm b}^2} : \tag{1.5}$$

(1.4) և (1.5) բանաձևերից կստանանք Երկրի զանգվածի հաշվման բանաձևը՝

$$M_{\rm b} = \frac{R_{\rm b}^2 \cdot M_{\rm U}}{R_{\rm U}^2 \cdot \text{tg}\alpha} \, (1.6)$$

(1.6) բանաձևում տեղադրելով համապատասխան գործակիցների թվային արժեքները՝ կստանանք Երկրի զանգվածը, իհարկե որոշակի ճշտության սահմաններում։

Մասնավորապես, Աղյուսակ 1-ում բերված են արեգակնային համակարգի մոլորակների հիմնական բնութագրեր [6]։ Աղյուսակից վերցնելով Երկրի զանգվածի արժեքը (M_{իրակ}) և ընդունելով դրա ճշտությունը 100%, կարելի է հաշվարկել աշխատանքների արդյունքում թույլ տրված սխալը հետևյալ բանաձևով՝

$$\nabla=\frac{M_{\rm b}}{M_{\rm hpuly}}\cdot 100\%$$
:

Աղյուսակ 1

Մոլո-	Միջին հեռավո-	Միջին շա-	Չանգված	Պտտման պարբե-
րակ	րությունը	ռավիղ	(μq)	րությունն իր
	Արևից (<i>մլն.կմ</i>)	(पूर्ध)		առանցքի շուրջ
Մերկու-	57,91	2437	$3,304 \cdot 10^{23}$	58,6 op
րի				
Վենե-	108,21	6050	4,872·10 ²⁴	-243,16op
րա				
Երկիր	149,60	6371	5,978·10 ²⁴	23 ժամ 56 րոպե
				04 վրկ
Մարս	227,94	3388	$6,423 \cdot 10^{23}$	24 ժամ 37 րոպե
				23 վրկ
Յուպի-	778,3	69720	$1,900 \cdot 10^{27}$	9 ժամ 50 րոպե
տեր				
Սա-	1429,3	57900	$5,689 \cdot 10^{26}$	10 ժամ 14 րոպե
տուրն				
Ուրան	2875,03	24740	$8,72 \cdot 10^{25}$	-10 ժամ 42 րոպե
Նեպ-	4504,4	25000	$1,03 \cdot 10^{26}$	15 ժամ 48 րոպե
տուն				
Պլու-	5946.5	2200	$10^{23} - 10^{24}$	6,39 op
տոն				
Արե-		696000	$1,99 \cdot 10^{30}$	26 op
գակ				
Լուսին	60,27·R _ь	1738	0,0123·M _b	-27,32 op

Աշխատանք № 2 Ծանրության ուժի չափումներ ճոճանակի մեթոդով

Գրավիհետախուզությունն ուսումնասիրում է Երկրի ծանրության ուժի արագացման ($\overrightarrow{\Delta g}$) բաշխումը Երկրի մակերևույթին՝ երկրակեղևի վերին շերտի երկրաբանական կառուցվածքի, օգտակար հանածոների որոնման ու հետախուզման, ինժեներաերկրաբանական և շատ այլ հարցերի պարզաբանման համար։ Ծանրության ուժի արագացման դաշտը կենտրոնաձիգ (\vec{F}) և կենտրոնախույս ուժերի (\vec{C}), ինչպես նաև տիեզերական այլ ուժերի ($\overline{F_{whtq}}$) գումար դաշտն է՝

$$\vec{g} = \vec{F} + \vec{C} + \vec{F}_{uhtq}: \qquad (2.1)$$

Այս դաշտը բնութագրվում է *W* սկալյար պոտենցիալ ֆունկցիայով՝

$$\vec{g} = -gradW$$
: (2.2)

Դաշտի պոտենցիալության պայմանից բխում է, որ

$$\frac{\partial W}{\partial x} = g_x \frac{\partial W}{\partial y} = g_y \frac{\partial W}{\partial z} = g_z$$
: (2.3)

Ըստ (2.3) բանաձևի՝ ծանրության ուժի պոտենցիալ ֆունկցիայի ածանցյալը որևէ ուղղությամբ ծանրության ուժի արագացման պրոյեկցիան է այդ նույն ուղղությամբ [1, 7]:

Երկրաբանական տարբեր հարցերի լուծման ժամանակ հիմնականում օգտվում են $\overrightarrow{\Delta g}$ -ի չափված բացարձակ և հարաբերական արժեքներից: Բացարձակ արժեքի միջոցով է, որ հնարավորություն է ընձեռնվում տարբեր աշխարհամասերի, երկրների ու շրջանների գրավիտացիոն դաշտի քարտեզները համեմատել միմյանց հետ` դրանց բերելով մեկ ընդհանուր հիմքի:

Ծանրության ուժի արագացման չափման միավորն է՝

 $1\frac{u}{dph^2} = 1$ Գալիլեո (CGS համակարգ), $1\frac{u}{dph^2} = 1$ Գալ (Si համակարգ)։ Ծանրության ուժն այն ուժն է, որով յուրաքանչյուր մարմին ձգվում է դեպի Երկիր։ Ծանրության ուժի չափման միավորը SI համակարգում 1կգ-մ-վրկ⁻²=1Ն (Նյուտոն), իսկ CGS համակարգում՝ 1գ-սմ-վրկ⁻²=1դն (դին)։

Ազատ անկման արագացումը հաշվարկվում է հետևյալ բանաձևով՝

$$g = \frac{\ell}{t^2}, \qquad (2.4)$$

որտեղ ℓ -ը անկման ճանապարհի երկարությունն է (մ), իսկ t-ն` dամանակը (վրկ):

Երկրի երկրաբանական կառուցվածքի ուսումնասիրման, օգտակար հանածոների որոնման ու հետախուզման, Երկրի ձևի ուսումնասիրման և բազմաթիվ այլ հարցերի պարզաբանման համար կարևոր նշանակություն ունի Երկրի մակերեսին ծանրության ուժի բաշխման օրինաչափությունների իմացությունը:

Ծանրության ուժի չափման համար օգտագործվում են տարբեր մեթոդներ, որոնց հիմքում ընկած են այնպիսի ֆիզիկական երևույթներ, ինչպիսիք են օրինակ՝ ծանրության ուժի ազդեցությամբ մարմնի անկումն անօդ տարածությունում, օդում կամ հեղուկում, ճոճանակի շարժումը, լարի տատանումը, բեռի ազդեցությամբ զսպանակի ձգումը և այլն: Ծանրության ուժի բացարձակ արժեքի չափման մեթոդներից ամենատարածվածը ճոճանակի մեթոդն է [10]:

Միավոր զանգվածով կետային մարմինը` կախված ձգվող և շատ թեթև (անքաշ) բացարձակ ճկուն թելից (Նկար 2) մաթեմատիկական ճոճանակ է։ ճոճանակի երկարությունը (ℓ) կլինի ճոճանակի բեռից` որում կենտրոնացված է ճոճանակի ողջ զանգվածը, մինչև 0 կետը եղած հեռավորությունը:

Նշենք, որ գործնականում անհրաժեշտ ճշտությամբ մաթեմատիկական ճոճանակ ստանալ հնարավոր չէ, և նմանատիպ աշխատանքների ժամանակ օգտագործվում է ֆիզիկական ճոճանակը (ֆիզիկական մարմին, որը ճոճվում է հակակշոի որոշակի կետի մոտ),



Նկար 2 Մաթեմատիկական ճոճանակ

սակայն թույլ տրված սխալի տոկոսը կարելի է անտեսել, քանի որ այն չի գերազանցում սխալի թույլատրելի սահմանը։

Ծանրության ուժի չափման ճոճանակային մեթոդի հիմնական առավելությունն այն է, որ տատանումները կրկնվում են և իզոխրոն են (իզոխրոն - տատանման պարբերությունը չի փոփոխվում ամպլիտուդայի մարման հետ):

Հակակշոի կետի դիրքից, զանգվածից և ձևից կախված ֆունկցիան կոչվում է *ձոճանակի բերված երկարություն* և ու-

$$\ell = \frac{I_0}{\alpha \cdot M}, \qquad (2.5)$$

որտեղ I_0 -ն ճոճանակի տատանման իներցիայի մոմենտն է, որը որոշվում է հետևյալ բանաձևով`

$$I_0 = \int r^2 dm, \qquad (2.6)$$

որտեղ α-ն – ճոճանակի ծանրության կենտրոնից մինչև տատանման առանցք եղած հեռավորությունն է, M-ը ճոճանակի զանգվածն է:

Ճոճանակի տատանման պարբերությունը ճոճքի անսահման փոքր ամպլիտուդայի դեպքում արտահայտվում է հետևյալ բանաձևով`

$$T = \pi \sqrt{\frac{\ell}{g}} , \qquad (2.7)$$

որտեղ T-ն – ժամանակի որոշակի պահին ճոճանակի տատանման պարբերությունն է։ ճոճանակի երկու տարբեր դիրքերում (ℓ_1 և ℓ_2)

նի հետևյալ տեսքը։

չափվում են տատանման պարբերությունները (T_1 և T_2) և ըստ (2.7) բանաձևի հաշվվում է ծանրության ուժի (g) բացարձակ արժեքը՝

$$g = \pi^2 \left[\frac{\ell_1 - \ell_2}{T_1^2 - T_2^2} \right]:$$
 (2.8)

Աշխատանքի կատարման ընթացքը

Թելից ճոճանակի օգնությամբ անցկացնել դրա տատանումների պարբերության չափումներ ժամանակի որոշակի պահի համար` թելի երկու տարբեր երկարությունների դեպքում։ Ըստ 2.8 բանաձևի հաշվել ծանրության ուժը` g-ն, և արդյունքները լրացնել Աղյուսակ 2-ում։

Աղյուսակ 2

Չափման համար №	Երկարու- թյուն ℓ (մ)	ł	Ժամանակ t (վրկ)	N	T=t/2N (վրկ)	g (մ/վրկ ²)
1	2	3	4	5	6	7
1						
2		P				
3		ι_1				
4						
միջինը						
1						
2						
3		ℓ_2				
4						
միջինը						

Աշխատանք №3 Երկրակեղևի հզորության հաշվարկներ

Երկրագնդի վերին շերտը՝ երկրակեղևը, բաժանվում է վերին թաղանթից (մանտիա) մի մակերեսով, որը, ըստ գրավիհետախուզական տվյալների, տարբեր ֆիզիկական հատկություններով, մասնավորապես տարբեր խտությամբ շերտերի շփման սահմանն է։ Այդ շերտերի բաժանման սահմանի տեղադիրքի որոշումը գրավիտացիոն անոմալիաների մեկնաբանման ժամանակ իրենից մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում։ Շփման մակերես է, օրինակ, բյուրեղային հիմքի մակերեսը, որը բաժանում է բյուրեղային հիմքը դրանից վերև տեղադրված նստվածքային ապարներից, գրանիտային և բազալտային շերտերի բաժանման սահմանը և այլն։ Այն շփման մակերեսը, որը բաժանում է երկրակեղևը վերին թաղանքից կոչվում է Մոխորովիչիչի (կամ Մոխո) բաժանման սահման ի պատիվ հունգարացի երկրաֆիզիկոս-սեյսմոլոգ Անդրեյ Մոխորովիչիչի (1857-1936 թթ.) [2, 9]:

Գրավիտացիոն անոմալիաների միջոցով հնարավոր է որոշել տարբեր շերտախմբերի շփման մակերեսների տեղադրման խորությունները, որի որոշման համար ներկայումս կան տարբեր եղանակներ։

Տվյալ աշխատանքում շփման մակերեսի տեղադիրքը որոշվում է մի մեթոդով (Ցուբոյի մեթոդ), որը հենվում է ծանրության ուժի անոմալիայի բաշխման ֆունկցիան եռանկյունաչափական շարքի վերլուծելու գաղափարի վրա [1]։ Այդ խնդրի լուծման ժամանակ ընդունում ենք, որ երկրակեղևը համասեռ է և ունի 2.9գ/սմ³ միջին խտություն։ Հայտնի է, որ վերին թաղանթի պերիդոտիտ-պիրոքսենային ապարներն ունեն 3.3 գ/սմ³ միջին խտություն, իսկ երկրակեղևն ու վերին թաղանթը իրարից բաժանվում են «Մոխո» շփման սահմանով։

Խնդրի լուծման համար անհրաժեշտ է հաշվել այդ մակերեսին կուտակված հավելյալ զանգվածները (m'(x)), որոնք Երկրի մակերեսին առաջացրել են ծանրության ուժի հավելյալ բաշխում ($\Delta g(x)$): Ունենալով խտութունների $\Delta \sigma$ տարբերությունը՝ եռանկյունաչափական շարքերի միջոցով հնարավոր է հաշվել m(x) հավելյալ զանգվածը։ Այնուհետև, երկրակեղևի որևէ հայտնի խորությունից (H = 50կմ) հանելով հաշվարկված $\Delta h(x)$ խորությունը՝ կարելի է հաշվել երթուղու տվյալ կետում շփման սահմանի տեղադրման ճշգրիտ խորությունը։ Երթուղու բոլոր ուսումնասիրված կետերում շփման սահմանի ճշգրիտ տեղադիրքերը միացնելով իրար կստանանք «Մոխո» սահմանի դիրքը հաշվարկվող երթուղու երկայնքով։ Ունենալով երթուղիների ցանց՝ կարելի է կառուցել երկրակեղևի հզորության քարտեզներ։

Աշխատանքի կատարման ընթացքը

 Ծանրության ուժի իզոգծերի տրված քարտեզից (մասշտաբ 1:2500000) ընտրում ենք որևէ երթուղի և կառուցում ծանրության ուժի բաշխվածությունն ըստ այդ երթուղու (Նկար 3):



Նկար 3 Ծանրության ուժի բաշխումն ըստ տրված երթուղու

 Երթուղու վրա հաշվարկման կետերն ընտրում ենք այնպես, որ դրանց հեռավորությունը լինի «Մոխո» սահմանի խորությանը (50կմ) համապատասխան, այսինքն, եթե քարտեզի մասշտաբը 1:2500000 է, ապա երթուղու 1սմ-ին կիամապատասխանի 25կմ-ը, համապատասխանաբար ուսումնասիրվող կետերը կլինեն իրարից 2 սմ հեռավորության վրա:

3. Եթե յուրաքանչյուր ուսումնասիրվող կետի համար ծանրության ուժի արժեքը նշանակենք b_i-ով, ապա կունենանք b₁, b₂, b₃.....b_n: Ընդհանրապես հաշվարկների ճշտության ապահովման համար օգտվում են ոչ թե ծանրության ուժի արժեքից (b_i), այլ դրա միջին մեծությունից, որը հաշվարկվում է հետևյալ բանաձևով՝

$$\overline{\mathbf{b}_1} = \mathbf{b}_i - \frac{\sum_{i=1}^{n} \mathbf{b}_i}{n}$$
(3.1)

Օրինակ, եթե ունենք 14 ուսումնասիրվող կետ, ապա՝

$$\overline{b_4} = b_4 - \frac{\Sigma_1^{14} b_i}{14}$$

4. Հաշվում ենք եռանկյունաչափական շարքը, որի յուրաքանչյուր անդամ (m(n_a)) երկու մեծությունների արտադրյալն է` m(n_a) = b_i · φ (n), որտեղ b_i-ն երթուղուց վերցրած ծանրության ուժի հերթական արժեքն է, իսկ φ (n)-ի հաշվարկման բանաձևը հետևյալն է`

$$\varphi(n) = \frac{1}{2 \cdot \pi^2 \cdot f} \cdot \frac{1}{n^2 + 1} \cdot (\pm e^{\pi} - 1):$$
 (3.2)

Տալով n-ին արժեքներ n=1, 2, 3....` $\varphi(n)$ -ի համար կստացվեն թվային մեծություններ, որոնք բերված են ստորև:

n	$φ(n) \cdot 10^7$ q · d μ $μ^2/u$ u 3
0	1,6819
1	-0,9167
2	0,3363
3	-0,1834
4	0,0990

Եռանկյունաչափական շարքը կազմվում է հետևյալ կերպ.

ա. Երթուղու որևէ կետի համար եռանկյունաչափական շարք կազմելիս, անհրաժեշտ է այդ կետից աջ և ձախ ունենալ առնվազն երեք կետ, ինչից հետևում է, որ շարքը պետք է հաշվարկել 4-րդ կետից մինչև 11-րդ կետը (ըստ Նկար 3-ի):

բ. Հաշվել շարքը, որի առաջին անդամը կունենա հետևյալ տեսքը՝

$$m(4) = \dots + b_1 \varphi(-3) + b_2 \varphi(2) + b_3 \varphi(-1) + b_4 \varphi(0) + b_5 \varphi(-1) + b_6 \varphi(2) + b_7 \varphi(-3) + \dots :$$
(3.3)

Նման ձևով հաշվել շարքի բոլոր անդամները մինչև 11-րդը։

 Գրավիհետախուզությունում ընդունված է, որ հավելյալ զանգվածների արժեքներն առավել ճշգրիտ հաշվելու համար պետք է ունենալ երեք իրար հաջորդող կետերի հավելյալ զանգվածները (ստացված ըստ 3.3 բանաձևի), գտնել դրանց միջին թվաբանականը և ստացված մեծությունը վերագրել միջին կետին`

$$m'(x) = \frac{1}{3}[m(-1) + m(0) + m(1)]:$$
 (3.4)

Օրինակ, երթուղու 5-րդ կետի համար կունենանք.

$$m'^{(5)} = \frac{1}{3}[m(4) + m(5) + m(6)]:$$

6. Ունենալով երթուղու տվյալ կետում կուտակված հավելյալ զանգվածը m'(x) և իմանալով հավելյալ խտությունը $\Delta \sigma$ ` հա2վում ենք $\Delta h(x)$ -ը`

$$\Delta h(x) = \frac{m'(x)}{\Delta \sigma}: \qquad (3.5)$$

 Քանի որ գիտենք «Մոխո» սահմանի միջին խորությունը (*H* = 50 *կu*), ապա կարող ենք հաշվել այդ սահմանի ճշգրիտ տեղադիրքը երթուղու յուրաքանչյուր ուսումնասիրվող կետի տակ հետևյալ բանաձևով`

$$h(x) = H - \Delta h(x) \ \mu u u h(x) = 50 - \Delta h(x):$$
 (3.6)

- Աշխատանքի ժամանակ պետք է հաշվի առնել, որ 1մգալ=10⁻³ սմ/վրկ², և բոլոր օգտագործվող մեծությունների չափողականությունները պետք է լինեն միևնույն համակարգում (SI):
- 9. Աշխատանքի ընթացքում լրացնել հետևյալ Աղյուսակ 3-ը.

Цпјпішиц З

N⁰	b _i , մգալ	$\overline{\mathbf{b}_{1}} = \mathbf{b}_{i} - \frac{\sum_{1}^{n} \mathbf{b}_{i}}{n},$ uquul	m(n _a), q/uປ ²	m'(x), q/uů ²	Δh(x), կմ	h(x), կմ
1	2	3	4	5	6	7
1						
2						
3						
n						
	$\frac{\sum_{1}^{n} b_{i}}{n}$					

10. Ընտրելով որոշակի մասշտաբ` երթուղու տակ կառուցել «Մոխո» սահմանի տեղադիրքը (Նկար 4)։



Եգար 4

Մոխորովիչիչի սահմանի (Մ-Մ) տեղադիրքի պատկերը ուսումնասիրվող երթուղու երկայնքով։

Աշխատանք №4 Երկրի ջերմային դաշտ

Երկրի ջերմային դաշտը կարևոր ֆիզիկական դաշտ է, որը թույլ է տալիս դատել ոչ միայն Երկրի կառուցվածքի, այլև Երկրի հասակի մասին: Երկրի ջերմային դաշտի աղբյուրներ են Երկրի խորքերում տեղի ունեցող պրոցեսները, ինչպես նաև Արևի ջերմային էներգիան:

Առանձնացվում են ջերմության հետևյալ աղբյուրները, որոնք էական դեր են խաղում Երկրի ջերմային ռեժիմում՝

- բնական ռադիոակտիվ քայքայման (ռադիոծին) պրոցեսներից անջատվող ջերմություն,
- 2. արեգակնային ռաղիացիա,
- 3. երկրագնդի «սկզբնական» ջերմություն,
- 4. քիմիական ռեակցիաներից անջատված ջերմություն,
- բյուրեղային և բազմաձև (պոլիմորֆիկ) վերափոխումների էներգիա,
- 6. գրավիտացիոն էներգիա,
- այնպիսի պրոցեսներից առաջացած էներգիա, որը տանում է ատոմների էլեկտրոնային թաղանթների կառուցվածքների փոփոխության (բացի ռադիոակտիվ քայքայումներից):

Երկրի բնական ջերմային դաշտերի ուսումնասիրման ֆիզիկական մեթոդների համախումբը Երկրի ջերմահետախուզությունն է, որի նպատակն է ուսումնասիրել Երկրի մակերևույթի, երկրակեղևի և վերին թաղանթի ջերմային ռեժիմը, բացահայտել մեր մոլորակի ջերմային ռեսուրսները և լուծել որոնողահետախուզական ու ինժեներաջրագրական խնդիրներ։ Ձերմահետախուզությունում գրանցվում է Երկրի մակերևույթի ոադիոջերմային և ինֆրակարմիր ճառագայթումը, չափվում ջերմաստիճանը, դրա ուղղաձիգ գրադիենտը։ Այս բնութագրերի բաշխումը մակերեսին և ըստ խորության, կրում է տեղեկություն ուսումնասիրվող շրջանի ջերմային պայմանների և երկրաբանական կառուցվածքի մասին [5]: Ωերմահետախուզության տեսությունը հիմնվում է ջերմահաղորդականության հավասարման լուծման վրա`

$$\alpha \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial T}{\partial t} : \qquad (4.1)$$

Այն բնութագրում է *t* ժամանակահատվածում T ջերմաստիճանի փոփոխությունն ըստ (x, y, z) կոորդինատային առանցքների՝ հաշվի առնելով α ջերմաստիճանահաղորդականությունը։

Ձերմահետախուզության տեսության մեջ ուղղաձիգ ջերմային հոսքի հաշվարկի բանաձևը հետևյալն է`

$$q_z = -\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + \sigma C V_z T, \qquad (4.2)$$

$$\frac{\partial \mathrm{T}}{\partial \mathrm{z}} \approx \frac{\mathrm{T}_2 - \mathrm{T}_1}{\mathrm{z}_2 - \mathrm{z}_1} = \mathrm{G},\tag{4.3}$$

որտեղ G-ն ջերմային գրադիենտն է կամ T₂ և T₁ ջերմաստիճանների փոփոխությունը z_2 և z_1 խորություններում (z առանցքն ուղղված է մակերեսին տարած նորմալով),

 λ_T -û st
րմահաղորդականության գործակիցն է,

σ-û խиллι
թյունն է,

C-ն ջերմունակությունն է,

T-ն ջերմությունն է z խորության վրա՝ z = $\frac{z_1 + z_2}{2}$, $\alpha = \frac{\lambda_T}{c \cdot \sigma}$:

 V_z -ը կոնվեկցիայի ուղղահայաց արագությունն է կամ ստորերկրյա ջրերի ֆիլտրացիայի արագությունը, եթե ընդունենք, որ կոնվեկցիան իրականանում է հիմնականում ստորերկրյա ջրերի շարժման հաշվին: Եթե ջրերի կոնվեկցիան դեպի վերև է գնում, ինչը նկատվում է 100 մ-ից մեծ խորություններում տեղակայված թույլ ջրաթափանց շերտերում, ապա Vz-ը նշանը փոխում է (-Vz)-ի:

Ժայռային ապարներում, ինչպես նաև ստացիոնար ջերմափոխանակման պայմաններում կոնվեկցիան (4.2) բանաձևում կարելի է անտեսել, և ջերմային հոսքի բանաձևը կունենա հետևյալ տեսքը՝

$$q_Z = -\lambda_T \cdot G, \tag{4.4}$$

այսինքն այն կորոշվի միայն ապարների ջերմահաղորդականությամբ և ջերմաստիճանային գրադիենտով։ Այսպիսով, Երկրի ռեգիոնալ ջերմային հոսքը կարող է հաշվվել տարբեր խորություններում չափված ջերմաստիճանների և միջավայրի ջերմային հատկությունների` հիմնականում ջերմահաղորդականության միջոցով [4]:

Լեռնային ապարների *ջերմահաղորդականությունը* կախված է դրանց միներալային կազմից, կառուցվածքից, խտությունից, ծակոտկենությունից, խոնավությունից և ջերմաստիճանից։ Լեռնային ապարների *ջերմունակությունը* դրանց ջերմային էներգիա կլանելու հատկությունն է, իսկ *ջերմաստիճանահաղորդականությունը*՝ ջերմաստիճանի փոփոխման արագությունն է ջերմության կլանման կամ անջատման ժամանակ։ *Գեոթերմիկ (երկրաջերմային) աստիճանը* խորության միջակայք է, որն իջնելիս ջերմությունը փոփոխվում է 1°C-ով։ *Գեոիզոթերմը* գիծ է, որը միացնում է հավասար ջերմաստիճաններով կետերը։

Երկրաջերմային ուսումնասիրությունների ժամանակ օգտագործում են տարբեր տեսակների ջերմացույցներ` թերմագրադիենտաչափեր, ջերմաչափեր, թերմաչափեր:

Աշխատանքի կատարման ընթացքը

 Սովորել Երկրի ընդերքում ջերմության բաշխման տեսությունը։ Տրված տարբերակներով (1-ից 6` ըստ [10]-ի) հաշվել լեռնային ապարների ջերմաստիճանը տրված խորություններում.

$$T = \frac{H-h}{G} + t_n^0,$$

որտեղ H-ը հաշվարկվող շերտի հզորությունն է,

h-ը տարեկան ջերմաստիճանի խորությունն է (որտեղ մարում են ջերմաստիճանի սեզոնային տատանումները),

G-ն գեոթերմիկ գրադիենտն է,

t⁰n-ն հաստատուն ջերմաստիճանն է։

 Հաշվարկված ջերմաստիճաններով կառուցել գեոիզոթերմեր յուրաքանչյուր 5°C միջակայքում 1:5000 մասշտաբով:

Տարբերակ 1

Բնութագրեր	Հորատա	նցքերի համ	արներ
	1	2	3
Հորատանցքի բերանի բացարձակ նիշ, մ	100	200	300
Հաստատուն ջերմաստիճանների գոտու	10	10	10
խորություն, մ			
Հաստատուն ջերմաստիճանների արժեք-	15	10	15
ներ, °C			
Հեռավորությունը հորատանցքերի միջև, մ	200	200	200
1-ին շերտի հզորությունը, մ	100	400	400
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	20	20	20
2-րդ շերտի հզորությունը, մ	500	200	-
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	100	100	-
3-րդ շերտի հզորությունը, մ	-	100	100
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	-	30	30

Տարբերակ 2

Բնութագրեր	Հորատա	նցքերի համ	ւարներ
	1	2	3
Հորատանցքի բերանի բացարձակ նիշ, մ	300	200	100
Հաստատուն ջերմաստիճանների գոտու	10	15	20
խորություն, մ			
Հաստատուն ջերմաստիճանների արժեք-	15	10	8
ներ, °C			
Հեռավորությունը հորատանցքերի միջև, մ	200	200	200
1-ին շերտի հզորությունը, մ	300	300	300
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	10	10	10
2-րդ շերտի հզորությունը, մ	600	400	200
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	50	80	60
3-րդ շերտի հզորությունը, մ	200	300	400
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	40	40	40

Տարբերակ 3

Բնութագրեր	Հորատանցքերի համարներ		
	1	2	3
Հորատանցքի բերանի բացարձակ նիշ, մ	300	200	100
Հաստատուն ջերմաստիճանների գոտու	10	15	20
խորություն, մ			
Հաստատուն ջերմաստիճանների արժեք-	15	10	8
ներ, °C			
Հեռավորությունը հորատանցքերի միջև, մ	200	200	200
1-ին շերտի հզորությունը, մ	300	500	300
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	30	30	30
2-րդ շերտի հզորությունը, մ	500	200	-
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	100	100	-
3-րդ շերտի հզորությունը, մ	-	200	500
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	-	40	40

Տարբերակ 4

Բնութագրեր	Հորատա	նցքերի համ	նարներ
	1	2	3
Հորատանցքի բերանի բացարձակ նիշ, մ	200	300	100
Հաստատուն ջերմաստիճանների գոտու	15	18	20
խորություն, մ			
Հաստատուն ջերմաստիճանների արժեք-	10	10	10
ներ, °C			
Հեռավորությունը հորատանցքերի միջև, մ	200	200	200
1-ին շերտի հզորությունը, մ	200	500	300
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	20	20	20
2-րդ շերտի հզորությունը, մ	500	200	100
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	50	50	40
3-րդ շերտի հզորությունը, մ	300	200	400
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	30	30	30

Տարբերակ 5

Բնութագրեր	Հորատանցքերի համարներ		
	1	2	3
Հորատանցքի բերանի բացարձակ նիշ, մ	300	200	100
Հաստատուն ջերմաստիճանների գոտու	10	10	20
խորություն, մ			
Հաստատուն ջերմաստիճանների արժեք-	18	15	10
ներ, °C			
Հեռավորությունը հորատանցքերի միջև, մ	200	200	200
1-ին շերտի հզորությունը, մ	300	500	300
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	30	30	30
2-րդ շերտի հզորությունը, մ	500	200	100
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	100	100	20
3-րդ շերտի հզորությունը, մ	100	200	500
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	40	40	40

Տարբերակ 6

Բնութագրեր	Հորատա	նցքերի համ	ւարներ
	1	2	3
Հորատանցքի բերանի բացարձակ նիշ, մ	200	100	300
Հաստատուն ջերմաստիճանների գոտու	20	10	20
խորություն, մ			
Հաստատուն ջերմաստիճանների արժեք-	15	10	10
ներ, °C			
Հեռավորությունը հորատանցքերի միջև, մ	200	200	200
1-ին շերտի հզորությունը, մ	300	400	500
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	30	40	30
2-րդ շերտի հզորությունը, մ	500	200	-
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	100	100	-
3-րդ շերտի հզորությունը, մ	100	200	500
Գեոթերմիկ աստիճանը, մ/°C	20	40	40

Աշխատանք №5

Կամայական խորությունների համար գեոթերմիկ աստիճանի և ջերմաստիճանի հաշվման մեթոդիկան

Երկրակեղևի շերտերի ջերմաստիճանների չափումները հորատանցքերում և հանքախորշերում կոչվում են իզոթերմիկ չափումներ։ Սրանք տալիս են այն փաստացի նյութերը, որոնց վրա հենվում են մեր դատողությունները Երկրի ջերմային վիճակի մասին։

Մայրցամաքներում ջերմաստիճանային գրադիենտները, որոնք երկրագնդի բազմաթիվ մարզերի տարբեր խորություններում կատարված չափումների արդյունքներն են իրարից խիստ տարբեր են։ Այստեղ պետք է հաշվի առնել ջերմության այլ աղբյուրների առկայությունը ևս, որոնք ազդում են Երկրի նորմալ ջերմային դաշտի արժեքների վրա, օրինակ, հրաբխային ջերմությունը, ռադիոակտիվ ջերմությունը և այլն [7, 14]:

Ամերիկացի գիտնական Օրստրանդի բազմաթիվ չափումների արդյունքները ցույց են տվել, որ եթե Երկրի վերին շերտերի ջերմաստիճանը (θ) չափվում է Ցելսիուսի աստիճաններով, ապա ջերմաստիճանային գրադիենտի ($\frac{d\theta}{dz}$) արժեքները տատանվում են 0,1-0,001 °C/մետր սահմաններում, այսինքն 10-100 մետր/°C սահմաններում, որպես միջին արժեք ընդունվում է 30 մետր/°C մեծությունը:

Ուսումնասիրված (մոտ 5կմ) խորություններում ջերմաստիճանի փոփոխման ընթացքը ներկայացվում է հետևյալ օրենքով՝

$$\theta = a + bZ, \qquad (5.1)$$

որտեղ a-ն մակերեսի մոտ շերտի միջին ջերմաստիճանն է, b-ն գեոթերմիկ գրադիենտն է։

Գեոթերմիկ գրադիենտը և դրա հակադարձ մեծությունը (1/b), որը կոչվում է գեոթերմիկ աստիճան, Երկրի թերմիկ ոեժիմի չափազանց կարևոր բնորոշիչներն են։ Չնայած գեոթերմիկ աստիճանը՝ կախված տարբեր գործոնների ազդեցությունից խիստ տատանվում է, այնուամենայնիվ կարելի է հայտնաբերել որոշ օրինաչափություններ: Մասնավորապես, գեոթերմիկ աստիճանն աճում է երիտասարդ տեկտոնապես ակտիվ մարզերից հեռացմանը զուգընթաց: Այսպես, գեոթերմիկ աստիճանը (1/b) երիտասարդ տեկտոնապես ակտիվ մարզերում 20-ից 30 մ/°C է, պլատֆորմներում՝ 30-ից 80 մ/°C (ընդ որում՝ պլատֆորմների հասակի մեծացմանը զուգընթաց այն աճում է), բյուրեղային վահաններում հասնում է մինչև 100 մ/°C-ի:

Գեոթերմիկ աստիճանի փոփոխությունը չի կարելի ամբողջապես կապել ջերմահաղորդականության գործակցի փոփոխության հետ։ Երիտասարդ տեկտոնապես ակտիվ մարզերում Երկրի մակերեսով ջերմային հոսքը (Q) միշտ բարձր է, ինչի հետևանքով ջերմաստիճանն այս մարզերում ավելի բարձր է։

Երկրի մակերեսով ջերմային հոսքը որոշվում է հետևյալ բանաձևով՝

$$Q = -\lambda \frac{\partial Q}{\partial n} = \lambda b, \qquad (5.2)$$

որտեղ λ-ն ջերմահաղորդականության գործակիցն է։

Մայրցամաքներում մակերեսով ջերմային հոսքը հավասար է 1,2 · 10⁻⁶ $\frac{4}{ud^2 \cdot dp4}$, երիտասարդ ալպիական ծալքավոր մարզերում այն հասնում է 2,0 – 2,5 · 10⁻⁶ $\frac{4}{ud^2 \cdot dp4}$, օվկիանոսների հատակում՝ Q = 1,3 · 10⁻⁶ $\frac{4}{ud^2 \cdot dp4}$ [8]: Այսպիսով, չափման ճշտության սահման-ներում ջերմային հոսքի մեծությունները մայրցամաքներում և օվկիա-նոսներում համընկնում են:

Քանի որ գեոթերմիկ աստիճանի արժեքները խիստ փոփոխվում են նույնիսկ փոքր խորություններում, ապա մեծ խորությունների ջերմաստիճանները հաշվելիս նպատակահարմար է օգտվել ջերմային հոսքի արժեքից, որն ավելի կայուն մեծություն է։ Եթե հայտնի է ջերմահաղորդականության գործակիցը (երկրակեղևի վերին մասերի ապարների λ-ն), ապա կարելի է գտնել գեոթերմիկ աստիճանի արժեքը (5.2) բանաձևից։

Աշխատանքի կատարման ընթացքը

Եթե հայտնի է երկրակեղևի կառուցվածքը սեյսմիկ տվյալներից, ապա տվյալ խորությունների համար կարելի է հաշվել գեոթերմիկ աստիճանը և ջերմաստիճանի բաշխումն ըստ խորության:

Սեյսմիկ տվյալներից հայտնի է երկրակեղևի կառուցվածքը մայրցամաքային մասում, ընդ որում.

գրանիտային շերտի հզորությունը – 15 կմ,

բազալտային շերտի հզորությունը – 25կմ,

ստորև պերիդոտիտային թաղանթն է:

Գրանիտների և բազալտների ջերմահաղորդականության գործակիցը ընդունենք $\lambda = 0,006 \frac{4}{u^4 - 4} \frac{4}{u^4}$, պերիդոտիտներինը՝ $\lambda = 0,008 \frac{4}{u^4} \frac{4}{u^4}$: Ձերմային հոսքը մայրցամաքներում՝

$$Q = 1,2 \cdot 10^{-6} \frac{\text{yul}}{\text{ud}^2 \cdot \text{ypy}}:$$

Πιնենք` Q= λ ·b:

Գեոթերմիկ աստիճանը գրանիտային շերտում կլինի՝

$$\frac{1}{b} = \frac{\lambda}{Q} = \frac{0,006 \ \mu u \cdot u u^2 \cdot \mu \mu}{u u \cdot u \mu u \cdot c \cdot 1, 2 \cdot 10^{-6} \ \mu u u} = \frac{0,006}{1,2 \cdot 10^{-6}} \cdot \frac{u u}{c} = \frac{60 \cdot 10^2}{1,2} \cdot \frac{u u}{c}$$
$$= 50 \frac{u}{c}$$

15 կմ խորության վրա ջերմաստիճանը կլինի՝ 15000 u! 50 u! °C = 300°C:

Քանի որ գրանիտային շերտում տեղի է ունենում ջերմության գեներացիա ի հաշիվ ռադիոակտիվ քայքայման, որի համար հայտնի է $P = 2 \cdot 10^{-13} \frac{4}{ud^2} \cdot 4}{dph}$ մեծությունը, ապա ջերմության հոսքը գրանիտային շերտի հատակում (Q') փոքր կլինի այդ շերտի առաջացրած ջերմության չափով, այսինքն՝

$$\begin{split} Q_{nunhnuluhhl} &= Q - P \cdot H_{qn} = 1.2 \cdot 10^{-6} \frac{4ul}{ud^2 \cdot dpl} - 2 \cdot 10^{-13} \frac{4ul}{ud^3 \cdot dpl} \cdot 15 \cdot 10^5 u d = 0.9 \cdot 10^{-6} \frac{4ul}{ud^2 \cdot dpl} \end{split}$$

Նշենք, որ գրանիտային շերտում գեներացիայի հաշվին առաջացած ջերմության քանակը տվյալ դեպքում հանում ենք, որպեսզի բազալտային շերտին տանք այն ջերմության քանակը, որը գնում է «մաքուր» ջերմային հոսքով:

25 կմ-ի վրա ջերմաստիճանը կլինի՝ 25000մ։65մ/°C ≈400°C, իսկ 40 կմ խորության վրա ($H_{15qpuidhm}+H_{25puiquilm}$) ջերմաստիճանի մեծությունը հավասար կլինի՝ 300°C +400°C =700°C:

Եթե ջերմության գեներացիան բազալտային շերտում հավասար է`

$$P = 1 \cdot 10^{-13} \frac{\text{μω}}{\text{uu}^3 \cdot \text{dp}},$$

ապա բազալտային շերտի ստորոտին կստանանք ջերմային հոսքի (Q") հետևյալ մեծությունը՝

$$Q'' = Q' - P \cdot H_{puq} = 0.9 \cdot 10^{-6} \frac{\mu u}{u d^2 \cdot d p \mu} - 1 \cdot 10^{-13} \frac{\mu u}{u d^3 \cdot d p \mu} \cdot 25 \cdot 10^{-6} \frac{\mu u}{u d^3 \cdot d p \mu} \cdot 25 \cdot 10^{-6} \frac{\mu u}{u d^3 \cdot d p \mu}$$

$$10^5 \mathrm{ud} = 0.65 \cdot 10^{-6} \frac{\mathrm{qu}}{\mathrm{ud}^2 \cdot \mathrm{dp}}$$
:

<u>Պերիդուրիւրային շերւրում գեոթերմիկ աստիճանը կլինի՝</u>

$$\frac{1}{b} = \frac{\lambda}{Q} = \frac{0,008 \mu u \cdot u d^2 \cdot d p \mu}{u d \cdot d p \mu \cdot {}^\circ C \cdot 0,65 \cdot 10^{-6} \mu u \mu} = \frac{80 \cdot 10^2}{0,65} \cdot \frac{u d}{{}^\circ C} = 120 \frac{d}{{}^\circ C}$$

Օգտագործելով գեոթերմիկ աստիճանի այս արժեքը և ջերմաստիճանը` հաշվված 40 կմ-ի վրա, կարող ենք հաշվել ջերմաստիճանը ցանկացած խորություններում:

Օրինակ՝ 100 կմ-ում այն կստացվի՝

$$\begin{split} 100\, \ensuremath{\mu}\ensuremath{\mu}\xspace - \,40\, \ensuremath{\mu}\ensuremath{\mu}\xspace = \,60\, \ensuremath{\mu}\ensuremath{\mu}\xspace, 60000\, \ensuremath{\mu}\xspace : \,120\, \ensuremath{\mu}\xspace \ensuremath{\rho}\xspace \ensuremath{\mu}\xspace \ensure$$

Այսպիսով, նմանատիպ հաշվարկներ կարելի է անել տարբեր շերտախմբերի համար` ունենալով դրանց հզորությունների ու կազմության վերաբերյալ համապատասխան տվյալներ։ Մասնավորապես, կարելի է վերը ներկայացված դատողություններով ստանալ ջերմաստիճանը օվկիանոսային տարածքներում 100 կմ խորություններում, ունենալով՝ Q-ն օվկիանոսում՝ 1,2 · $10^{-6} \frac{4\omega_l}{\omega u^2 \cdot 4p_l}$ և իմանալով, որ տիղմի տակ, ենթադրենք, ≈15 կմ հզորությամբ բազալտն է, որի տակ էլ գտնվում է պերիդոտիտային շերտը:

Նշենք, որ տվյալ աշխատանքում փոքր խորությունների համար ստացված օրինաչափությունները կիրառում ենք մեծ խորությունների համար (≈100 կմ), այսինքն թույլ ենք տալիս էքստրապոլիացիայի հետ կապված սխալներ, այսինքն կարող են որոշ անճշտություններ լինել ջերմաստիճանի հաշվարկների ժամանակ, սակայն դրանք չեն գերազանցում ±100°С-ը:

Աշխատանք №6

Լեռնային ապարների մագնիսական հատկությունների որոշումը հնամագնիսական ուսումնասիրությունների ժամանակ

Լեռնային ապարների մագնիսականությունը ֆիզիկական հատկությունների համախումբ է, որը բնութագրում է արտաքին մագնիսական դաշտում լեռնային ապարի մագնիսացվելու հատկությունը։

Հնամագնիսականությունն ուսումնասիրում է Երկրի մագնիսական դաշտը վաղ երկրաբանական անցյալում։ Հնամագնիսականության միջոցով հնարավոր է ուսումնասիրել Երկրի մագնիսական դաշտի երկրաբանական անցյալը, վերականգնել Երկրի երկրաբանական անցյալը, ինչի հիման վրա էլ` ուսումնասիրել պատմական երկրաբանության, տեկտոնիկայի և Երկրի ֆիզիկայի խնդիրները։

Ապարների կազմավորումն ուղեկցվում է նրանց մեջ բնական մնացորդային մագնիսացման (I_n) առաջացմամբ և դրա պահպանվածության տարբեր աստիճանները պայմանավորված են ապարի այս կամ այն խմբում I_n -ի բաշխման բազմազանությամբ [12]:

Առաջնային I_n^0 մագնիսացումը հանդիսանում է որոշակի հիշողություն լեռնային ապարների առաջացման և ձևավորման մագնիսական պատմության, ինչպես նաև Երկրի վաղ մագնիսական դաշտի փոփոխության վերաբերյալ։ Այն ծագել է լեռնային ապարների առաջացման ժամանակ, ուղղված է տվյալ ժամանակ գոյություն ունեցող երկրամագնիսական դաշտի ուղղությամբ և մնացել է անփոփոխ մագնիսական դաշտի հետագա փոփոխությունների ազդեցության ներքո։ Այս հասկացությունը բնութագրվում է «կայունություն» տերմինով, ընդ որում, ամենամեծ «կայունությունը» բնորոշ է այն ապարներին, որոնք պարունակում են մագնիսական միներալներ կոերցիտային ուժի մեծ արժեքներով (հեմատիտ, տիտանոմագնետիտ)։ Կոերցիտային ուժը ֆերրոմագնիսական նյութի բնութագիր է, որը ցույց է տալիս, թե ինչ աստիճան է դրանցում կայուն մագնիսացումը։

Մեր մոլորակի մագնիսական դաշտի լարվածության վեկտորի ուղղությունը Երկրի երկրաբանական պատմության ընթացքում բազմաթիվ անգամ փոխել է իր նշանը (ինվերսիա)։ Երկրագնդի տարբեր շրջաններում ուսումնասիրված նստվածքային և հրաբխային տարբեր հասակի կտրվածքները բնութագրվում են իրար հաջորդող ո և m գոտիների՝ ուղիղ և հակադարձ մագնիսական բևեռայնությամբ, ընդ որում, ուղիղ բևեռայնություն ասելով հասկանում ենք դրա համընկնումը Երկրի գլխավոր մագնիսական դաշտի ներկայիս ուղղության հետ։ Յուրաքանչյուր ո կամ m գոտու ձևավորման տևողությունը գնահատվում է 1-ից 10 մլն.տարի։

Ապարների բնական մնացորդային մագնիսացման մեծությունն արտահայտվում է հետևյալ բանաձևով`

$$Q = \frac{I_0^n}{I_1^n},\tag{6.1}$$

որտեղ I_i^n -ը ինդուկտիվ (մակածին) մագնիսացումն է։ Ըստ Ի.Գ.Քյոնիկզբերգի` այս հարաբերությունը փոքրանում է ապարի հասակի մեծացմանը զուգընթաց։ Q-ի մեծությունը քիչ է կախված ապարում պարունակվող մագնիսական միներալների կոնցենտրացիաներից և կարող է վկայել I_n^0 -ի պահպանվածության աստիճանի մասին։

Մնացորդային մագնիսականության և մագնիսական ընկալունակության միջև գոյություն ունի կապ, որն արտահայտվում է հետևյալ բանաձևով [11]`

$$\vec{\mathbf{I}_{n}^{0}} = \boldsymbol{\chi} \cdot \vec{\mathbf{H}}, \tag{6.2}$$

որտեղ χ-ն առավել հեշտ չափվող և առավել շատ տեղեկություն պարունակող մագնիսական ընկալունակության գործակիցն է, որը չափողականություն չունեցող մեծություն է: Այն ունի տարբեր արժեքներ SI և CGS համակարգերում.

SI համակարգ - χ,

CGS huuuuupa - $4\pi \chi$:

χ-ն ընդունված է չափել 10^{-5} SI միավորներով, քանի որ այդպիսի կարգ ունեն շատ մագնիսական ապարներ։

Մագնիսական ընկալունակության (**χ**) որոշման ինդուկցիոն մեթոդ [10] – Цյи մեթոդը հնամագնիսական չափումների ժամանակ առավել կիրառելի է, քանի որ մնացորդային մագնիսացումը չափման արդյունքների վրա ազդեցություն չի թողնում։ Երբ լեռնային ապարի նմուշը փոփոխական հոսանքի կոճի աշխատանքային տարածք ենք մացնում, ապա մագնիսական ինդուկցիայի հոսքը փոփոխվում է։ Ինդուկտիվ մեթոդի առավելությունը այն է, որ այն թույլ է տալիս անմիջականորեն չափել լեռնային ապարների մագնիսական ընկալունակության արժեքները:։ Երբ ապարի նմուշը տեղադրում ենք չափիչ սարքի աշխատանքային տարածքում (Նկար 3), տեղի է ունենում մագնիսական հոսքի փոփոխում ըստ ժամանակի, ինչի հետևանքով առաջանում է էլեկտրաշարժ ուժի մեծության փոփոխություն Δε չափով`

$$\chi = C \cdot \Delta \varepsilon, \tag{6.3}$$

որտեղ C-ն սարքի հաստատունն է։

Մագնիսական ընկալունակության հայտնի χ_0 և անհայտ χ արժեքներով համապատասխան ձևի և չափի նմուշները հերթով տեղադրելով սարքավորման մեջ, ստանում ենք՝

$$\chi_0 = C \cdot \Delta \varepsilon_0 \, \chi' = C \cdot \Delta \varepsilon, \tag{6.4}$$

որտեղից`

$$\chi' = \chi_0 \cdot \frac{\Delta \varepsilon}{\Delta \varepsilon_0} = \frac{\chi_0}{n_0} \cdot n, \qquad (6.5)$$

որտեղ ո₀-ն և ո-ը սարքի սլաքի թեքման բաժանմունքների թվերն են, երբ նրանում համապատասխանաբար տեղադրված է էտալոնը և ուսումնասիրվող նմուշը։



Նկար 3

Մագնիսական ընկալունակության չափման սարքի սխեմա։ Գոյություն ունի կապ մագնիսական ընկալունակության չափված մեծության և դրա իրական արժեքի հետ, որն արտահայտվում է հետևյալ ձևով՝

$$\chi' = \frac{\chi}{1 + \chi \cdot N_F},\tag{6.6}$$

որտեղ N_{F} ն ապամագնիսացման բալիստիկ գործակիցն է և կախված է սարքի տեսակից, նմուշի ձևից և մագնիսական դաշտի այլ գործակիցներից: N_{F} ն որոշվում է փորձնական ճանապարհով։ Նշենք, որ փորձարկումից առաջ սարքավորումները պետք է լինեն էտալոնացված, այսինքն նախորոք պետք է կատարվի դրանց չափագրական ստուգում։ Էտալոնավորումից հետո լաբորատորիաներում և կեռնի պահպանման սենյակներում նմուշների վրա կատարվում են մասսայական չափումներ։

Աշխատանքի կատարման ընթացքը

- Չափիչ սարքը տեղադրվում է ոչ մագնիսական հիմքի վրա այնպես, որ այն այն մետաղական առարկաներից գտնվի 0,5 մ-ից ոչ պակաս հեռավորության վրա: Պետք է ստուգվի, որ բոլոր դիապազոններում սարքավորումը զերոյական դիրքում լինի:
- Սարքի վրա տեղադրվում են տարբեր մագնիսական ընկալունակությամբ էտալոններ և անընդիատ հետևում, որ սարքի ցուցմունքները հստակ համապատասխանեն էտալոնների χ-ին:
- Սարքավումից հանվում են էտալոնները այնպես, որ զերոյական դիրքը խախտված չլինի: Ետալոնի և սարքի ինդիկատորի զերոյական դիրքի ցուցմունքների ստուգումները կատարվում են մի քանի անգամ:
- 4. Չափումների տվյալներով որոշում է սարքի սխալը ε_{χ} -ն %-ներով և հետևյալ բանաձևով`

$$arepsilon_{ulp \ge h \hat{u}}^{\chi} = rac{\sum_{i=1}^{n} rac{\Delta \chi_{i}}{\chi_{i}}}{n} \cdot 100\%$$
:

Այնուհետև կատարվում են զանգվածային չափումներ, նկատի ունենալով, որ սարքի գերոլական դիրքը կարող է խախտվել ջերմաստիճանի տատանումների կամ այլ ֆոնային խանգարիչների պատճառով։ Այս դեպքում չափումները կատարվում են սարքի ցուցմունքների տարբերության միջոցով՝ $\chi^{\Sigma^{uu}h^{l}ub} - \chi^0$, որտեղ χ -ն սարքի ցուցմունքն է, երբ նրանում նմուշ է տեղադրված, χ^0 -ն սարքի ցուցմունքն է` առանց նմուշի: $\chi^{_{surpluv}} - \chi^0$ մեծությունը ստացվում է նմուշի երեք-վեց կողմերից, քանի որ նմուշում ֆերրոմագնետիկների բաշխումը կարող է լինել անհամասեռ, ինչպես նաև ցուցմունքների բազմազանությունը կարող է պայմանավորված լինել նմուշի անկանոն ձևով։

 $U_{\eta_1\eta_1}u_{\mu_1}u_{\mu_2}u_{\mu_3}u_{\mu$

N⁰	Ապարի անվա-	նակություն	Դիտողու- թյուններ		
	<u> </u>	χ −û 0°C-mư	χ–û180°C-nιú	χ միջին	Ձևի համ- ընկնելիու- թյուն, մա- կերեսի անհարթու- թյուն
1	2	3	4	5	6
1					
2					
3					

Չափումների արդյունքները գրանցվում են Աղյուսակ 4-ում։ 5.

Աշխատանք № 7

Ռադիոակտիվ իզոտոպերի կիրառումը երկրաբանական առաջացումների բացարձակ հասակի որոշման համար

Երկրաբանական առաջացումների հասակի որոշման համար կիրառելի են հարաբերական հասակի որոշման և բացարձակ (իզոտոպային) հասակի որոշման մեթոդները, որոնցից առավել կիրառելի է երկրորդ մեթոդը:

Մինչ ռադիոակտիվ քայքայման օրենքի հայտնագործումը ապարների հարաբերական հասակի որոշման եղանակը հիմնվում էր շերտերի հաջորդական դասավորվածության օրենքի վրա, համաձայն որի շերտերի նորմալ (չիսախտված) շերտագրական (կառուցվածքային) դասավորվածության ժամանակ առավել հին են համարվում հիմքում տեղադրված ապարները, իսկ առավել երիտասարդ՝ երկրաբանական կտրվածքի վերևում տեղադրվածները։ Ընդ որում՝ հարաբերական հասակը որոշվում է երկրաբանական առաջացումներում ֆլորայի և ֆաունայի բրածո մնացորդների պարունակությամբ, որոշ դեպքերում էլ հնամագնիսական մեթոդներով։ Սակայն մեթոդը կիրառելի չէ բրածո կենդանիներ չպարունակող ինտրուզիվ ապարների հասակի որոշման համար։

Ռաղիոակտիվ քայքայման օրենքի հայտնագործումից հետո ռաղիոակտիվության գոյությունը նաև կիրառում գտավ ապարների հասակի որոշման համար: Ռաղիոակտիվ մեթոդների կիրառմամբ միներալների և ապարների հասակի արտահայտումը ժամանակի միավորներով կոչվում է ապարների բացարձակ հասակի որոշման մեթոդ։ Այդ մեթոդի հիմքում ընկած է ռադիոակտիվ տրոհման երևույթը, որը տեղի է ունենում հաստատուն արագությամբ և նրա վրա չեն ազդում որևէ արտաքին ազդակներ՝ ճնշում, ջերմաստիճան և այլն։

Բացարձակ հասակի որոշման մեթոդները պայմանականորեն բաժանվում են`

ա. առաջնայինների, որոնք հիմնվում են ռադիոակտիվ տրոհման ժամանակահատվածի հաշվարկների վրա, բ. երկրորդայինների, որոնք հիմնվում են միներալների կազմի մեջ մտնող ռադիոակտիվ էլեմենտների ճառագայթման երևույթների ուսումնասիրման վրա: Սրանք գործնական կիրառություն դեռ չունեն:

Առաջնային մեթոդների թվին են դասվում *կապարային (Pb), հելիումի (He), կալիում-արգոնային (K-Ar), ստրոնցիումային (Sr)* մեթոդները։ Վերջին տարիներին լայն կիրառություն է գտել *օամիումի* մեթոդը։ Թվարկված մեթոդների օգնությամբ կարելի է որոշել ապարների հասակը միլիոնից միլիարդ տարի ժամանակահատվածում [6, 8]։ Մեթոդի ընտրությունը, որի միջոցով կարելի է որոշել երկրաբանական առաջացումների տարիքը, կախված է տվյալ ապարում սինգենետիկ ծագման (ներփակող ապարների հետ միաժամանակ առաջացած) և լավ պահպանված որոշակի միներալների պարունակությունից։

Ուրան-կապարային մեթոդ – Սրա հիմքում ընկած է ուրանի, թորիումի և ակտինոուրանի փոխարկումը չեզոք կապարի՝

$$\begin{array}{rcl} {}^{238}_{92}U & \rightarrow & {}^{206}_{82}Pb + 8 \, {}^{4}_{2}He, \\ {}^{235}_{92}U & \rightarrow & {}^{207}_{82}Pb + 7 \, {}^{4}_{2}He, \\ {}^{232}_{90}Th & \rightarrow & {}^{208}_{82}Pb + 6 \, {}^{4}_{2}He: \end{array}$$

$$(7.1)$$

Ապարների բացարձակ հասակի որոշման համար օգտվում են ռադիոակտիվ տրոհման բանաձևից՝

$$N_t = N_0 e^{-\lambda_U \cdot t},\tag{7.2}$$

որտեղ $N_0 -$ ուրանի ատոմների թիվն է միներալում նրա առաջացման պահին,

 N_t – ուրանի ատոմների թիվն է t ժամանակ հետո,

 $\lambda_{\rm U}$ – ուրանի տրոհման հաստատունն է:

(7.2) արտահայտության լուծումը է ժամանակի համար (t<200 մլն.տարի)՝

$$t = \frac{1}{\lambda_U} \cdot \frac{Pb_U}{U} : \tag{7.3}$$

Սովորաբար ուրանի և կապարի պարունակությունը որոշվում է քիմիական անալիզի միջոցով և արտահայտվում է գրամներով, այդ պատճառով էլ հասակի հաշվման վերջնական բանաձևում անհրաժեշտ է հաշվի առնել դրանց ատոմական կշիռները՝

$$t = \frac{1}{\lambda_U} \cdot \frac{Pb_U}{U} \cdot \frac{238}{206} = \frac{1,55}{\lambda_U} \cdot \frac{Pb_U}{U}:$$
(7.4)

Այն դեպքում, երբ միներալներում միաժամանակ առկա են ուրան ու թորիում, ապա թորիումն արտահայտվում է որպես ուրանի էկվիվալենտ և հասակի հաշվման բանաձևն ունենում է հետևյալ տեսքը՝

$$t = \frac{Pb}{U+0,36Th} \cdot 7600:$$
(7.5)

Հին միներալների հասակի (t>200 մլն.տարի) որոշման համար անհրաժեշտ է անցկացնել ուրանի և կապարի իզոտոպերի որոշում։ Ուրան-կապարային մեթոդի տարատեսակներով հասակի որոշման բանաձևն ունի հետևյալ տեսքը՝

$$t_{Pb_{U}} = \frac{1}{0,43429 \cdot \lambda_{U}} \cdot \lg\left(1 + \frac{1,155Pb_{U}}{U}\right),$$

$$t_{Pb_{ACU}} = \frac{1}{0,43429 \cdot \lambda_{ACU}} \cdot \lg(1 + \frac{1,135Pb_{ACU}}{ACU}),$$

$$t_{Pb_{Th}} = \frac{1}{0,43429 \cdot \lambda_{Th}} \cdot \lg\left(1 + \frac{1,115Pb_{Th}}{Th}\right):$$

(7.6)

Այս բանաձևով որոշված լավ պահպանված միներալների հասակները հիմնականում համընկնում են:

Կապարի իզոտոպային վերլուծության ժամանակ հասակը կարելի է հաշվել առանց ուրանի օգտագործման և դա առավել հուսալի տարբերակ է հասակի որոշման հարցում։ Բանաձևը հետևյալն է`

$$\frac{Pb_{ACU}}{Pb_{U}} = \frac{1}{139} \cdot \frac{e^{\lambda_{ACU't}} - 1}{e^{\lambda_{U't}} - 1}$$
(7.7)

Նշենք, որ ուրան-կապարային մեթոդով բացարձակ հասկի որոշման համար ընտրում են այնպիսի ռադիոակտիվ միներալներ ինչպիսիք են, օրինակ ուրանիտը, մոնացիտը, օրթիտը, շափյուղան և այլն: Այս մեթոդում օգտագործվող լավ պահպանված` չհողմնահարված ու չքայքայված, միներալները հանդիպում են հիմնականում պեգմատիտներում և քվարցային երակներում [10]:

Հելիումի մեթոդ – Այս մեթոդով բացարձակ հասակի որոշման հիմքում դրված է կուտակված հելիումի քանակի և սկզբնական իզոտոպի (U, Th, AcU) միջև գոյություն ունեցող կապը:

He-ի կորուստ չունենալու դեպքում միներալի տարիքը (t<200 մլն.տարի) հաշվարկվում է հետևյալ բանաձևով`

$$t = \frac{He}{U+0,20Th} \cdot 4,9 \cdot 10^4, \tag{7.8}$$

որտեղ He-ի և Th-ի քանակները տրվում են գրամներով:

Այս մեթոդով տարիքի որոշման համար կարող են օգտագործվել բնածին մետաղների (երկաթ, պղինձ, պլատին) բյուրեղները, շլիխային մագնետիտը և այլն։ Սակայն այս դեպքում ապարի տարիքը ստացվում է ավելի փոքր իր իրական տարիքից։

Կալիում-արգոնային մեթոդ – Այն հիմնվում է նմուշում ⁴⁰K իզոտոպի քանակների և դրանից առաջացած ⁴⁰Ar-ի հարաբերակցության վրա։

Հասակի հաշվարկի բանաձևը` դրա մեջ ⁴⁰K-ի տրոհման հաստատունի արժեքը տեղադրելուց հետո կունենա հետևյալ տեսքը`

$$t = 4363lg(9,474\frac{{}^{40}Ar}{{}^{40}K} + 1):$$
(7.10)

Քանի որ ⁴⁰Ar-ի և ⁴⁰K-ի միջև ատոմական կշիռների տարբերությունը շատ քիչ է, ապա դրանց մեծությունները արտահայտվում են կշռային միավորներով։ Կալիում էլեմենտի կոնցենտրացիայի որոշումը տոկոսներով կատարվում է քիմիական անալիզի միջոցով, իսկ ⁴⁰Ar-ինը՝ մասսպեկտրոմետրով։

Կալիում-արգոնային մեթոդի առավելություններից մեկն այն է, որ կալիումը բավական մեծ քանակներով մտնում է շատ լեռնային ապարների կազմի մեջ և երկրաբանաժամանակագրային ուսումնասիրությունների համար անհրաժեշտ նմուշները կարող են վերցվել լեռնային ապարների բոլոր հիմնական խմբերից` մագմատիկ, մետամորֆային և նստվածքային: Այս մեթոդով հասակի որոշման համար օգտագործվում են փայլարները, կալիումային դաշտային շպատները, գլաուկոնիտը և այլն։

Սւրրոնցիումային մեթոդ – Սա հիմնվում է ⁸⁷Sr կուտակումների վրա, որոնք առաջանում են միներալներում ռուբիդիումի (⁸⁷Rb) տրոհման արդյունքում, ընդ որում, ⁸⁷Rb-ի պարունակությունը որոշվում է քիմիական անալիզի միջոցով և մասսպեկտրոմետրով, իսկ ⁸⁷Sr – քանակությունը` մասսպեկտրոմետրով: Ստրոնցիումի մեթոդով հասակի որոշման համար օգտագործվում են լեպիդոլիտը, բիոտիտը, հոռնբլենդը, մոնոցիտը, դաշտային շպատը և այլն:

Տվյալ աշխատանքի շրջանակներում ուսանողին տրվում է հանձնարարություն, ուսումնասիրելով առաջարկվող գրականությունը, լրացնել ռադիոակտիվ իզոտոպերի կիրառմամբ երկրաբանական առաջացումների բացարձակ հասակի որոշման մեթոդները:

Աշխատանք №8 Երկրի գործակիցների որոշումը

Երկրի ֆիզիկայի մի շարք հիմնահարցերի պարզաբանման ժամանակ մեր մոլորակի ձևը մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում, որովհետև նա անխզելիորեն կապված է Երկրի կառուցվածքի, ինչպես նաև երկրագնդի ծագման ու զարգացման հետ։ Երկրի ձևի ուսումնասիրության միջոցով կարելի է պարզել մեր մոլորակի նյութի մի շարք ֆիզիկական հատկություններ, Երկրի ներսում տեղի ունեցող մի շարք պրոցեսներ։

Երկրի ձև ասելով հասկանում ենք Երկրի պինդ մասի ֆիզիկական մակերեսի ձևը։ Բայց քանի որ այդ մակերեսը շատ բարդ է, ապա նրանից անջատում են ավելի պարզ (հարթ) մակերես՝ որպես այդպիսին ընդունլով մակընթացություններից, քամիներից ալեկոծված օվկանոսի մակերեսը։ Այդ մակերսից էլ, Երկրի ֆիզիկական մակերեսի ձևն ուսումնասիրելիս, կատարվում է բարձրությունների հաշվարկը:

Երկրի ձևի հարցի լուծման համար կարևոր են հիմնականում Երկրի մակերեսի ռելիեֆի խոշոր էլեմենտները, որոնց ծագումն ու կառուցվածքը սերտորեն կապված են երկրակեղևի կառուցվածքի և շարժումների հետ [7]:

Երկրի ձևն ուսումնասիրվում է հատուկ գիտության՝ Երկրի ձևի տեսության կողմից, որի հիմքում ընկած է ֆիզիկայի հիմնական օրենքներից մեկը՝ համաշխարհային ձգողականության օրենքը՝

$$F = f \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} f = \frac{200}{3} \cdot \frac{10^{-9} \text{ud}^3}{q} \cdot \text{dp} \text{y}^2:$$

Ծանրության ուժը (\vec{g})որևէ կետում ձգողության ուժի (\vec{F}) և կենտրոնախույս ուժի (\vec{C}) համազորն է։ Պատկերացնենք Երկրի մակերեսի ցանկացած կետում տեղադրված է միավոր զանգվածով մարմին, որը ձգվում է R շառավիղով և M զանգվածով երկրագնդի կողմից։ Քանի որ Երկիրը պտտվում է իր առանցքի շուրջ ա անկյունային արագությամբ, ապա

$$\vec{g} = \vec{F} + \vec{C} = f \frac{M}{R^2} + \frac{1}{2} \omega^2 r,$$
 (8.1)

որտեղ r-ը ձգվող կետի հեռավորությունն է պտտման առանցքից:

Ծանրության ուժի պոտենցիալ ֆունկցիան ձգողության ուժի և կենտրոնախույս ուժի պոտնցիալ ֆունկցիաների գումարն է`

W =
$$f \int_{V} \frac{dm}{2} + \frac{1}{2}\omega^{2}(x^{2} + y^{2})$$
: (8.2)

Ծանրության ուժի պոտենցիալ ֆունկցիայի ածանցյալը ցանկացած ուղղությամբ ծանրության ուժի պոտենցիալն է այդ ուղղությամբ`

$$\frac{\partial W}{\partial S} = g_S = g\cos(\widehat{gS}):$$
 (8.3)

W(x,y,z)=C-ն մակարդակային մակերեսի հավասարում է, որի բոլոր կետերում W-ն հաստատուն է, իսկ g-ն ուղղահայաց է S-ին (g⊥S): C-ի որոշակի արժեքների դեպքում ստացվում է մի մակերես, որը համընկնում է օվկիանոսների ջրերի հանդարտ մակերեսի հետ։ Այդ մակերսը ընդունվում է որպես Երկրի ձև և կոչվում է գեոիդ [8]: Ծանրության ուժը գեոիդի բոլոր կետերում ուղղված է նրա մակերեսի նորմալով և դրանով որոշվում է նրա ձևը` (g = $\frac{\partial W}{\partial n}$):

Երբ ուժի ուղղությունը համընկնում է պրոյեկցիայի ուղղության հետ, ապա

$$\Delta W = g \cdot \Delta S = C, \qquad (8.4)$$

որտեղ ΔS-ը երկու հարևան մակարդակային մակերևույթների միջև հեռավորությունն է, և այդ հեռավորությունն ամեն տեղ նույնը չէ։

Գեոիդի հավասարումն ունի հետևյալ տեսքը՝

$$\frac{\rho}{a} = 1 - \left(3n + \frac{1}{2}g\right)\sin^2\varphi, \qquad (8.5)$$

որտեղ

$$n = \frac{K}{2a^2}$$
, $q = \frac{w^2 \cdot a^3}{fM}$, $K = \frac{C-A}{M}$, $C = \int (x^2 + y^2) dm$, $A = \int (y^2 + z^2) dm$:

K-ն կոչվում է իներցիայի շառավիղ, C-ն և A-ն Երկրի իներցիայի մոմենտներն են պտտման էլիպսոիդի z և x առանցքների նկատմամբ։

Գեոիդի երկրաչափական ձևը ներկայացվում է a – b կիսաառանցքներով և $\mathcal{L} = \frac{a-b}{a}$ սեղմումով սֆերոիդ (սֆերոիդի հավասարումն է $\frac{\rho}{a} = 1 - \mathcal{L} \sin^2 \varphi$, այսինքն գեոիդը որոշակի ճշտությամբ նման է սֆերոիդի, որի սեղմումը $\mathcal{L} = 3n + \frac{1}{2}g$):

Նորմալ սֆերոիդի վրա ծանրության ուժը ցանկացած կետում կլինի՝

$$g = g_{huuupuuluo}(1 + \beta \sin^2 \varphi), \qquad (8.6)$$

$$\beta = \frac{5}{2}g - \mathcal{L} = \frac{g_{\text{putn}} - g_{\text{huuunpuluu}\delta}}{g_{\text{huuunpuluu\delta}}}.$$
(8.7)

Աշխատանքի կատարման ընթացքը

1. Երկրային սֆերոիդի հիմնական պարամետրերն ըստ Կրասովսկու՝ էլիպսոիդի կիսաառանցք՝ a = 6378245 ρ , սֆերոիդի սեղմումը՝ $\mathcal{L} = 1/298,3$:

Հասարակածում ծանրության ուժի արժեքը՝

Դինամիկ սեղմումը հավասար է՝

$$H = \frac{C-B}{C} = 1/305,$$
 (8.8)

$$C = \frac{2}{3} \cdot \frac{MR^2}{H} \left(\mathcal{L} - \frac{q}{2} \right), \tag{8.9}$$

$$C - B = \frac{2}{3}MR^2(\mathcal{L} - \frac{q}{2}),$$
 (8.10)

որտեղ C-ն Երկրի իներցիայի մոմենտն է։ Գեոիդի սեղմումը հավասար է`

 $\mathcal{L}=rac{\mathrm{a-c}}{\mathrm{a}}$, որտեղ a-ն և c-ն էլիպսոիդի կիսաառանցքներն են։

2. Իմանալով \mathcal{L} -ը, а կիսաառանցքը և ց_{հասարակած}-ը՝ հաշվել Երկրի զանգվածը՝ օգտվելով բանաձևերից՝

$$g_{huuuupuuluub} = \frac{fM}{a^2} (1 + \mathcal{L} - \frac{3}{2}q),$$
 (8.11)

$$q = rac{\omega^2 a}{fM} = rac{[lutiwn number of the temperature of temperature$$

3. Հաշվել Երկրի միջին խտությունը ըստ հետևյալ բանաձևի՝

$$M = 4/3\pi \cdot a^2 \cdot c \cdot \sigma_{\rm m}$$
(8.12)

Ուշադրություն դարձնել այն հանգամանքին, որ Երկրի միջին խաությունը՝ σ_m -ը, ավելի քան երկու անգամ գերազանցում է Երկրի մակերես դուրս եկող լեռնային ապարների միջին խտությանը՝ 2,7 գ/սմ³, ինչից էլ հետևում է, որ Երկրի խորքերում նյութի խտությունը պետք է նշանակալիորեն գերազանցի լեռնային ապարների խտությանը:

4. Հաշվել Երկրի իներցիայի մոմենտը ըստ (8.9) բանաձևի։

Աշխատանք №9 Երկրաշարժի էպիկենտրոնի տեղադիրքի որոշումը

Երկրաշարժը հետևանք է Երկրի ընդերքի որոշ տարածքներում կուտակված լարումների էներգիայի թռիչքաձև անջատումների, ինչը տեղի է ունենում, երբ օջախում լարումը գերազանցում է շրջապատող միջավայրի ապարների ամրության սահմանը։ Թռիչքաձև անջատվող էներգիան առաձգական ալիքների ձևով տարածվում է դեֆորմացված տեղամասի սահմաններում, որը կոչվում է երկրաշարժի օջախ, իսկ կենտրոնը՝ հիպոկենտրոն [3, 6]։ Հիպոկենտրոնի պրոյեկցիան Երկրի մակերեսին կոչվում է երկրաշարժի էպիկենտրոն։ Հիպոկենտրոնից էպիկենտրոն եղած հեռավորությունը երկրաշարժի օջախի տեղադրման խորությունն է (Նկար 5)։

Ըստ օջախի խորության` երկրաշարժերը դասակարգվում են`

Ա. ոչ խորքային (նորմալ կամ սովորական) - հ<70կմ (լիթոսֆերային),

- Բ. միջանկյալ հ≈(70÷300)կմ (աստենոսֆերային),
- Գ. խոր ֆոկուսային հ≈(300÷700)կմ (Բենյոֆի գոտի),
- Դ. 720կմ-ից խոր երկրաշարժեր չեն գրանցվել:

Ըստ ծագման երկրաշարժերը դասակարգվում են՝

- 1. տեկտոնական,
- 2. հրաբխային,
- դենուդացիոն (ստորգետնյա կարստային փլուզումների արդյունքում),
- 4. արհեստական։

Սեյսմալոգիան գիտություն է, որն ուսումնասիրում է.

- սեյսմիկ երևույթները՝ կապված երկրաշարժերի առաջացման հետ,
- երկրակեղևում առաջացող և տարածվող առաձգական ալիքները, որոնք երկրաշարժի ժամանակ փոխանցում են հարվածը,

 այն դեֆորմացիաները, որոնք առաջանում են երկրակեղևում և դրա մակերեսին առաձգական ալիքների տարածման հետևանքով:

Սեյսմիկ երևույթները, կախված ինտենսիվությունից, լինում են՝

- միկրոսեյսմիկ երևույթներ, որոնք գրանցվում են հատուկ սարքերի օգնությամբ,
- մակրոսեյսմիկ երևույթներ, որոնք ընկալվում են մարդու զգայարաններով,
- մեգասեյսմիկ երևույթներ, որոնք ուղեկցվում են արհեստական կառույցների փլուզմամբ և երկրակեղևում ու դրա մակերեսին` մնացորդային դեֆորմացիաներով:



Նկար 5 Երկրաշարժի օջախ և հիպոկենտրոն

Երկրաշարժերի ուսումնասիրման ժամանակ առավել նշանակություն ունեն երկու տիպի ալիքներ՝ առաջնային կամ երկայնական (P) և երկրորդային կամ լայնական (S), որոնք իրենց անվանումները ստացել են ըստ մուտքի հերթագայությամբ (P – primary, S secondary) [7]:

Երկայնական ալիքը ձայնային ալիք է, որն ունի մաքսիմալ արագություն։ Երբ այն անցնում է ապարներով, այդ ժամանակ ապարի մասնիկները շարժվում են առաջ և հետ` ալիքի տարածման ուղղությամբ, և միջավայրը ենթարկվում է մի շարք սեղմումների ու ձգումների (Նկար 6U):

Հայնական ալիքը տեղաշարժի ալիք է: Տ ալիքի տարածման ժամանակ միջավայրի մասնիկները տատանվում են ալիքի տարածման ուղղությանը ուղղահայաց` վերև, ներքև (Նկար 6Ք)։



ձևը միջավայրում։

Երկայնական և լայնական ալիքների տարածման արագությունները տարբեր են՝ P ալիքի տարածման արագությունը 8կմ/վրկ է, իսկ S ալիքինը՝ միայն 4,5կմ/վրկ: Սա նշանակում է որ $V_p \approx 2Vs$ և աոաջինը Երկրի մակերես է հասնում P ալիքնը, իսկ S-ը Երկրի մակերես է հասնում որոշակի ուշացումով: Նշենք, որ որքան հեռու է գրանցող սարքը երկրաշարժի օջախից, այնքան մեծ է երկու ալիքների գրանցումների միջև եղած ժամանակային տարբերությունը: Եթե այդ ուշացումը դիտենք սեյսմաժապավենի վրա և որոշենք ժամանակային ուշացումը սեյսմիկ ալիքների առաջին մուտքերի միջև, ապա հեշտությամբ կորոշենք երկրաշարժի օջախի տեղադիրքը [8,9]:

Թվարկված երկու տիպի առաձգական ալիքները Երկրի մակերեսին գրգռում են երրորդ տիպի սեյսմիկ ալիքներ` Լյավի և Ռելեյի, որոնք մակերեսային ալիքներ են և ունեն երկար պարբերություն։

Լյավի ալիքները լայնական տատանումներ են, որոնք նման են լայնական ալիքներին, սակայն տատանումները տեղի են ունենում հորիզոնական հարթության մեջ (Նկար 6Գ): Այս ալիքները տարածվում են Երկրի մակերեսի շերտերի վերին և ստորին սահմաններից անընդհատ հերթագայող անդրադարձման ճանապարհով: Լյավի ալիքները չունեն ուղղահայաց բաղադրիչ ի տարբերություն Ռելեյի ալիքների, որոնց ուղղահայաց բաղադրիչը շատ մեծ է: Ռելեյի ալիքների տարածման ժամանակ միջավայրի մասնիկները շարժվում են վերև, ետ և ներքև (Նկար 6Դ): Այս երկու տիպի ալիքները տարածվում են լայնական ալիքներից ավելի դանդաղ, ընդ որում, Ռելեյի ալիքի տարածման արագությունն ավելի փոքր է Լյավի ալիքի տարածման արագությունից:

Մեյսմիկ ալիքների գրանցումները կատարվում են սեյսմագրաֆներով, իսկ գրանցման արդյունքները ներկայացվում են սեյսմագրամներով կամ սեյսմաժապավեններով:

Ունենալով որևէ երկրաշարժի համար սեյսմիկ կայանների գրանցումները՝ կարելի է որոշակի ճշտությամբ որոշել սեյսմիկ կայաններից տվյալ երկրաշարժի էպիկենտրոնի գտնվելու ուղղությունն ու հեռավորությունը։ Սեյսմալոգիայում կիրառվում է մի մեթոդ՝ հատումների մեթոդը (метод засечек), որի միջոցով, ունենալով առնվազն երեք սեյսմիկ կայանների գրանցումներ, հնարավոր է որոշել երկրաշարժի էպիկենտրոնի տեղադիրքը [10]: Մեթոդի էությունը հետևյալումն է` սեյսմիկ կայանի գրանցած սեյսմագրամը թույլ է տալիս որոշել տարբեր ֆազաներով երկայնական և լայնական ալիքների մուտքերի (S-P) ժամանակային տարբերությունները:

<u>Հեռավոր երկրաշարժերի համար</u> էպիկենտրոնային հեռավորության որոշման համար օգտագործվում է հետևյալ բանաձևը՝

$$\Delta = (S - P) - 1, \tag{9.1}$$

որտեղ Δ -ն – էպիկենտրոնի հեռավորությունն է մեգամետրերով (1մեգամետր = 1000կմ)։ (S – P)-ն – երկայնական և լայնական ալիքների մուտքերի ժամանակների տարբերությունն է րոպեներով։

<u>Մոտ երկրաշարժերի համար</u> էպիկենտրոնային հեռավորությունը որոշվում է հետևյալ բանաձևով՝

$$\Delta = \frac{L-P}{3},\tag{9.2}$$

որտեղ (L – P)-ն մակերեսային և երկայնական ալիքների մուտքերի ժամանակների տարբերությունն է չափված րոպեներով:

Աշխատանքի կատարման ընթացքը

- Սեյսմիկ կայանները գրանցել են երկրաշարժը (օգտվել ՍՊԱԾ երկրաշարժերի կատալոգներից կամ բյուլլետեններից, ինչպես նաև համացանցի համապատասխան կայքերից)։ Երեք սեյսմիկ կայանների գրանցումներով, օգտագործելով (9.1) բանաձևը, յուրաքանչյուր կայանի համար որոշել տվյալ երկրաշարժի էպիկենտրոնի հեռավորությունը՝ Δ-ն:
- Ստացված Δ շառավիղներով կառուցել շրջանագծեր։ Այսպես, I սեյսմիկ կայանի տեղադիրքից կառուցել Δ₁ շառավիղով շրջանագիծ, II և III սեյսմիկ կայանների տեղադիրքերից՝ Δ₂, Δ₃ շառավիղով շրջանագծեր։ Ստացված երեք շրջանագծերի հատ-

ման կետում կգտնվի տվյալ երկրաշարժի էպիկենտրոնը։ Արդյունքների վրա առավել վստահ լինելու համար կարելի է օգտագործել ոչ թե երեք, այլ ավելի շատ թվով կայանների տվյալներ։ Որպես օրինակ օգտագործել Աղյուսակ 6-ը, որում բերված են Հունաստանի տարածքում 27.03.2018 թվականին ժամը 08:11:56.2-ին տեղի ունեցած և տարբեր սեյսմիկ կայանների կողմից գրանցված (Նկար 7) երկրաշարժի P և S ալիքների առաջին մուտքերի ժամանակները [13]։ Աշխատանքի կատարման համար օգտվել կայանների տեղադիրքերի քարտեզից, հաշվի առնելով քարտեզի մասշտաբը։

Q _I	Uη	Intum	4	6
--	----	-------	---	---

N	Տարածքի անվանում	Սեյսմիկ կա- յանի անվա- նում	P ալիքի մուտ- քի ժամանակ	Տ ալիքի մուտ- քի ժամանակ
1.	THE	IGT	08:12:03.6	08:12:09.2
2.		DRAG	08:12:09.3	08:12:19.8
3.		HORT	08:12:33.4	08:13:03.4
4.		THL	08:12:15.7	08:12:31.0
5.	TIR	SCTE	08:12:28.7	08:12:53.7
6.		BCI	08:12:46.5	08:13:25.5
7.		PUC	08:12:41.9	08:13:16.6
8.	MSO	ULC	08:12:41.4	08:13:16.0
9.		BUM	08:12:46.8	08:13:26.0
10.		PVY	08:12:48.5	08:13:27.0
11.		CEME	08:12:49.4	08:13:31.0
12.		HCI	08:12:50.0	08:13:32.0

M3.8 2018/03/27 - 08:11:56 UTC Lat 39.35 Lon 20.74 Depth 1.0 km

233 km S of Tirana, Albania (pop: 375,000 local time: 10:11 2018/03/27) 37 km S of Ioannina, Greece (pop: 64,100 local time: 11:11 2018/03/27) 6 km NW of Pappadatai, Greece (pop: 1,400 local time: 11:11 2018/03/27)



Նկար 7

Հունաստանում 2018/03/27թ. երկրաշարժը գրանցած սեյսմիկ կայանների տեղադիրքերը [13]:

Օգտագործված գրականության ցանկ

- Թադևոսյան Լ. Կ., Լաբորատոր աշխատանքների մեթոդական ցուցումներ։ ԵՊՀ հրատ., Երևան, 1980 թ., 64 էջ։
- 2. Թաղևոսյան Լ. Կ., Գրավիհետախուզության դասընթաց։ ԵՊՀ հրատ., Երևան, 1980 թ., 369 էջ։
- Болт Б., В глубинах Земли. О чем рассказывают землетрясения. М.:Мир, 1984. 374с.
- 4. Ботт М., Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 374 с.
- 5. zarkow
- 6. Захаров В.С., Смирнов В.Б., Физика Земли: учебник. М.: НИЦ ИНФРА, М., 2016, 328с.
- 7. **Кузнецова В.В.,** Физика Земли. Учебник-монография. Новосибирск, 2011, 733 с.
- 8. Магницкий В.А., Физика земли.
- 9. Общая геофизика. /Ред. В.А.Магницкий/. М.: МГУ, 1995. 317 с.
- 10. Чернышова Н.А., Лубянова С.И. и Методические указания к практическим занятиям по курсу «Физика Земли» / Юж.-Рос. гос. техн. ун-т. Новочеркасск: ЮРГТУ, 2006, 45 с.
- 11. Чечерников В.И., Магнитные измерения. Изд. Второе,

Համացանցային ռեսուրսներ

- 12. https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-paleomagnetizm.pdf
- 13. https://www.emsc-csem.org
- 14. https://www.geokniga.org/sites/geokniga/files/inbox/1208/chapter8.pdf

ԵՐԵՎԱՆԻ ՊԵՏԱԿԱՆ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆ

ՄԱՐԻՆԵ ՍԱՐԳՍԻ ՄԿՐՏՉՅԱՆ

«ԵՐԿՐԻ ՖԻՉԻԿԱ» ԱՌԱՐԿԱՅԻ ԳՈՐԾՆԱԿԱՆ ԵՎ ԼԱԲՈՐԱՏՈՐ ԱՇԽԱՏԱՆՔՆԵՐԻ ԿԱՏԱՐՄԱՆ ՄԵԹՈԳԱԿԱՆ ՅՈՒՅՈՒՄՆԵՐ

Համակարգչային ձևավորումը՝ Կ. Չալաբյանի Կազմի ձևավորումը՝ Ա. Պատվականյանի Հրատ. սրբագրումը՝ Լ. Հովհաննիսյանի

Տպագրված է «Արման Ասմանգուլյան» ԱՁ-ում։ ք. Երևան, Հր. Ներսիսյան 1/125

Ստորագրված է տպագրության` 07.03.2019։ Չափսը` 60x84 ¹/₁₆: Տպ. մամուլը` 3.25։ Տպաքանակր` 100։

ԵՊՀ հրատարակչություն ք. Երևան, 0025, Ալեք Մանուկյան 1 www.publishing.am