

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ім. С.І. СУББОТІНА**

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

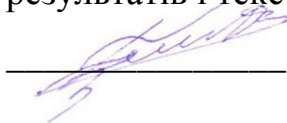
ГЛАВАЦЬКИЙ ДМИТРО ВІКТОРОВИЧ

УДК 550.384

**ДИСЕРТАЦІЯ
ПЕТРОМАГНЕТИЗМ І МАГНІТОСТРАТИГРАФІЯ
ЧЕТВЕРТИННИХ ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНИ**

Спеціальність 04.00.22 «Геофізика» (103 – Науки про Землю)
10 – Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук.
Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело.


_____ *Д.В. Главацький*

Науковий керівник – **Бахмутов Володимир Георгійович**,
доктор геологічних наук

Київ – 2017

АНОТАЦІЯ

Главацький Д. В. Петромагнетизм і магніостратиграфія четвертинних лесово-грунтових відкладів України. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук (доктора філософії) за спеціальністю 04.00.22 «Геофізика» (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, 2017.

Дисертація є комплексним дослідженням петромагнітних властивостей і магніостратиграфії четвертинних лесово-грунтових серій України.

Викладено актуальні проблеми четвертинної стратиграфії, магніостратиграфії і палеокліматології, зауважено про важливу роль дослідження магнітних характеристик лесово-грунтових відкладів.

Охарактеризовано попередні петромагнітні і магніостратиграфічні дослідження четвертинних лесово-грунтових відкладів України. До теперішнього часу на території України вивчені магнітні властивості в декількох десятках лесово-грунтових розрізів [Третяк, Вигилянская, 1994; Bogucki et al., 1995; Nawrocki et al., 1996, 1999; 2003; Sartori, 2000; Evans, Heller, 2003; Gendler et al., 2006; Rossenau et al., 2011; Бахмутов, Главацький, 2013, 2014; Necula et al., 2015; Главацький та ін., 2016 та ін.]. На деяких розрізах петромагнітні дослідження супроводжувалися палеомагнітними визначеннями, однак результати часто були досить суперечливі. Так, положення границі Матуяма-Брюнес (М/Б) – ключового магніостратиграфічного репера плейстоцену віком 780 тис. р. тому – визначалося різними авторами у різних стратиграфічних горизонтах навіть на одних і тих же розрізах [Бахмутов, Главацький, 2016].

У ранніх роботах, проведених на пліоцен-четвертинних осадових товщах України в 1970-ті роки, границя М/Б проведена в березанському

горизонті [Третяк, Волок, 1976]. Пізніше границя «піднялася» у верхню частину мартоносського кліматоліту [Веклич, 1987]. Згідно з магніто-стратиграфічною шкалою плейстоцену України [Третяк, Вигилянская, 1994], побудованій на основі палеомагнітних досліджень близько 60 розрізів України і суміжних територій, границя проходить у підшві широкінського ґрунтового горизонту. Починаючи з середини 1990-х років за результатами комплексних досліджень ключового розрізу Причорноморської низовини – Роксолани [Tsatskin et al., 1998; Sartori, 2000; Tsatskin et al., 2001; Dodonov et al., 2006] – положення границі М/Б встановлено у лесах на глибині ~34 м, які за стратиграфічним розчленуванням [Богуцький та ін., 2013] відповідають тясминському горизонту, хоча за попередніми дослідженнями [Третяк и др., 1987; Третяк, Вигилянская, 1994] вся 50-метрова лесово-ґрунтова товща належить до епохи прямої полярності Брюнес. У роботах останнього десятиліття границя М/Б відповідає підшві мартоносського горизонту [Lindner et al., 2006; Гожик, 2013].

Акцентовано увагу на проблемах у виділенні первинної компоненти намагніченості у лесово-ґрунтових товщах, приуроченості границі М/Б то до лесових, то до ґрунтових горизонтів [Большаков, 2004], розбіжностях у датуванні цих товщ люмінесцентним, радіовуглецевим і калій-аргоновим методами [Гожик, 2013], і відсутності сучасної уніфікованої стратиграфічної схеми лесово-ґрунтових відкладів України. Останнє призвело до існування щонайменше чотирьох регіональних стратиграфічних схем [Веклич и др., 1984; Богуцький, 1986; Tsatskin et al., 2001; Lindner et al., 2006], які до сьогодні не скорельовані. Таким чином, незважаючи на багаторічні дослідження, петромагнітна і магнітостратиграфічна вивченість четвертинних лесово-ґрунтових відкладів України вкрай нерівномірна, результати неоднозначні й часто суперечливі.

Автором проведено незалежні петромагнітні й палеомагнітні дослідження лесово-ґрунтових розрізів на Волинській височині (Бояничі, Коршів), Причорноморській низовині (Роксолани) і Придніпровській

низовині (В'язівок) у рамках єдиної методики експерименту з метою порівняння особливостей формування магнітних властивостей і виявлення магніостратиграфічних маркерів. Усього було досліджено 8240 зразків, які репрезентують усі характерні стратиграфічні горизонти плейстоцену і голоцену. Виміри проводилися на сучасній високоточній апаратурі у геомагнітних лабораторіях України, Польщі, Норвегії і Росії.

У лесово-грунтовій серії України зафіксовано низьку концентрацію магнітного матеріалу. Середні значення магнітної сприйнятливості становлять $100-200 \times 10^{-6}$ од. СІ, досягаючи найвищих значень лише у ґрунтових горизонтах розрізу Роксолани (1×10^{-3} од. СІ у витачівському ґрунтовому горизонті).

На основі подібності значень концентраційно-чутливих петромагнітних параметрів і псевдооднодоменного стану ферримагнітних частинок обґрунтовано, що лесово-ґрунтові відклади розрізів Бояничі, Коршів, Роксолани і В'язівок формувалися в основному за рахунок віддаленого джерела. Ймовірно, це джерело було єдиним для всіх лесово-ґрунтових серій України. У формуванні магнітних властивостей розрізів півночі України – Бояничі, Коршів і В'язівок – брали участь і ближні джерела.

Доведено, що магнітні властивості похованих ґрунтів всіх досліджених розрізів тяжіють до «китайського» (педогенного) механізму, тобто формувалися за рахунок утворення дрібних суперпарамагнітних зерен. Такий механізм у розрізах Коршів і В'язівок встановлено вперше. Однак, інтенсивність цього процесу у ґрунтах неоднакова і залежить від особливостей процесу педогенезу.

Відзначено, що величини магнітної сприйнятливості у розрізах Бояничі, Коршів і В'язівок здебільшого мало залежать від літології, тому на основі варіацій лише цих параметрів лесово-ґрунтового послідовність Волинської височини і Дніпровської низовини не можна віднести ні до «аляскінського», ні до «китайського» типу субаеральних відкладів. За поведінкою магнітної сприйнятливості (підвищені значення у ґрунтах, понижені в лесах) розріз

Роксолани належить до «китайського» типу, проте абсолютні величини магнітної сприйнятливості на порядок менші, ніж у відкладах Китайського лесового плато.

Величина парамагнітної сприйнятливості незначна ($4-5 \times 10^{-8}$ м³/кг) і у всіх випадках у викопних ґрунтах вища, ніж у лесах. Ймовірно, вона відображає вивітрілість початкового лесового субстрату при ґрунтоутворенні. Парамагнітна сприйнятливість вносить певний вклад у початкову магнітну сприйнятливість викопних ґрунтів, особливо у слабوماгнітних ґрунтах Придніпровської низовини.

Встановлено, що магнітна жорсткість відкладів у розрізах Бояничі, Коршів і В'язівок значно вища, ніж у розрізі Роксолани, що свідчить про перевагу гематиту і/або гетиту. Підвищена концентрація магнітожорстких мінералів у похованих ґрунтах Волинської височини і Придніпровської низовини, на відміну від ґрунтів Причорномор'я, вказує на дещо інший, подібний до «сибірського» тип ґрунтоутворення, що могло бути обумовлено близькістю розрізів Бояничі, Коршів і В'язівок до льодовикового щита.

Обґрунтовано висновок, що лесово-ґрунтова формація України формувалися не тільки за «китайським» механізмом, але також із додаванням певного вкладу «сибірського» типу, який територіально зростає у напрямку на північ. За зміною магнітних властивостей запропоновано класифікацію субаеральних відкладів України на «північну» і «південну» провінції.

Проаналізовано результати палеомагнітного вивчення розрізу Роксолани, що вказують на принципові розбіжності магнітостратиграфічних побудов різних авторів, заснованих на визначенні положення границі Матуяма-Брюнес. Згідно з новими результатами у розрізі Роксолани границя Матуяма-Брюнес розташована на глибині 46,6 м на стику похованих ґрунтів лубенського й мартоносського горизонтів.

Виявлено границю Матуяма-Брюнес також у розрізі В'язівок. Вона проходить на глибині 56,2 м у нижній частині широкінського ґрунтового горизонту. Положення границі Матуяма-Брюнес у розрізах Роксолани і

В'язівок не співпадає за місцевими стратиграфічними схемами, що може бути пояснено або затримкою магнітного «запису» у ґрунтах, або ж некоректним стратиграфічним розчленуванням розрізу Роксолани.

В обох розрізах виявлено ознаки магнітної події, ймовірно, Emperor/Big Lost (560-570 тис. р. тому) на рівні завадівського ґрунту. Така ж зона оберненої полярності була раніше виявлена у завадівському горизонті в розрізі Долинське [Бахмутов и др., 2005].

У розрізах Волинської височини границя Матуяма-Брюнес не визначається, короткочасові епізоди, екскурси оберненої полярності також відсутні, тому виконати магніостратиграфічну кореляцію між розрізами Бояничі, Коршів та іншими лесово-ґрунтовими послідовностями неможливо.

Практичне значення отриманих результатів полягає в тому, що вони можуть бути застосовані у геоморфології, стратиграфії і палеогеографії. Нова магніостратиграфічна характеристика досліджених розрізів вносить значний вклад у вирішення проблеми положення границі Матуяма-Брюнес в субаеральних відкладах і стратиграфічного розчленування середнього плейстоцену України, що є предметом гострої дискусії протягом останніх десятиріч. Отримані магніостратиграфічні розрізи можуть слугувати опорними для цілей місцевої стратиграфії. Дані можуть бути використані для корекції стратиграфічних схем і палеогеографічної інтерпретації. Результати петромагнітних і магніостратиграфічних досліджень автора використовуються у навчальному процесі і включені в курс «Палеогеографія антропогену» географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Ключові слова: магніостратиграфія, границя Матуяма-Брюнес, палеомагнітний метод, плейстоцен, лесово-ґрунтова товща, петромагнетизм.

Список публікацій здобувача

В яких опубліковано основні наукові результати дисертації

1. Бахмутов В. Г., **Главацкий Д. В.** Новые данные по границе Матуяма-Брюнес в разрезе Роксоланы. *Геологічний журнал*. Київ, 2014. № 2 (347). С. 73-84.
2. Бахмутов В. Г., **Главацкий Д. В.** Определение границы Матуяма-Брюнес по результатам палеомагнитных исследований разреза Роксоланы (Западное Причерноморье). *Доповіді Національної академії наук України*. Київ, 2014. № 10. С. 92-98.
3. Бахмутов В. Г., **Главацкий Д. В.** Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины. *Геофизический журнал*. Киев, 2016. Т. 38, № 4. С. 59-75.
4. **Главацкий Д. В.**, Кузина Д. М., Герасименко Н. П., Бахмутов В. Г. Петромагнетизм и палеомагнетизм четвертичных лессово-почвенных отложений разреза Вязовок (Приднепровская низменность). *Геофизический журнал*. Киев, 2016. Т. 38, № 6. С. 186-193.
5. **Главацкий Д.**, Бахмутов В., Богуцький А., Волошин П. Петромагнетизм і палеомагнетизм субаеральних відкладів розрізів Бояничі і Коршів (Волинська височина). *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. Київ, 2016. № 1(72). С. 43-51.
6. **Главацкий Д.** Интерпретация результатов петромагнитных и палеомагнитных исследований лессов Волынской возвышенности. *Научный взгляд в будущее*. Одесса, 2016. № 4, т. 5. С. 72-77.
7. **Glavatskyi D.** Determination of the Matuyama-Brunhes boundary in the loess-paleosol sequence at Vyazivok (Ukraine). *Научные труды Sworld*. Иваново, 2016. № 45, т. 9. С. 20-26.
8. Bakhmutov V. G., Kazanskii A. Yu., Matasova G. G., **Glavatskii D. V.** Rock magnetism and magnetostratigraphy of the loess-sol series of Ukraine (Roksolany, Boyanychi, and Korshev Sections). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth (Fizika Zemli)*. Pleiades Publishing Ltd., 2017. Vol. 53, № 6. P. 864-884.

Які засвідчують апробацію матеріалів дисертації

9. Главацький Д. В. Магніостратиграфія плейстоцену Волинської височини. *II Всеукр. молодіжна конференція-школа «Сучасні проблеми геологічних наук»*, 12-15 квітня 2010 р., Київ, Україна.

10. Главацький Д. В. Магніостратиграфія та її роль у геології. *IV Всеукр. конференція-школа «Сучасні проблеми геологічних наук»*, 16-20 квітня 2012 р., Київ, Україна. GPH-33.

11. Бахмутов В. Г., Главацький Д. В. Палеомагнитные исследования разреза Роксоланы: обзор предыдущих работ и новые предварительные результаты. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я. Збірник наукових праць (до XVIII українсько-польського семінару. Роксолани, 8-13 вересня 2013 р.)*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 72-83.

12. Главацький Д. В. Магніостраграфія плейстоцену і границя Матуяма-Брюнес у лесово-грунтовій формації України. *XIV Міжнародна Конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти»*, 11-14 травня 2015 р., Київ, Україна.

13. Главацький Д. В. Палеомагнітні дослідження плейстоценових відкладів лесово-грунтових розрізів України. *Тези доповідей XIX українсько-польського семінару «Леси і палеоліт Поділля» (м. Тернопіль, 23-27 серпня 2015 р.)*. Львів, 2015. С. 52-53.

14. Главацький Д. В. Магнетизм лесового розрізу В'язівки (Полтавська обл.). *Матеріали VI Всеукраїнської молодіжної наукової конференції-школи «Сучасні проблеми геологічних наук» (м. Київ, 14-16 квітня 2016 р.)*. Київ, 2016. С. 99-102.

15. Hlavatskyi D. V., Bakhmutov V. G. New data on the stratigraphic position of the Matuyama-Brunhes boundary in loess-palaesol sequence at Roxolany (Western Black Sea region). *International Conference on Paleomagnetism and Rock Magnetism (Kazan, 2-7 October, 2017): Book of abstracts*. Kazan: Kazan University Press, 2017. P. 33.

ABSTRACT

Hlavatskyi D. V. Rock magnetism and magnetostratigraphy of Quaternary loess-paleosol sediments of Ukraine. – Qualifying scientific work on the rights of manuscript.

The thesis submitted for the scientific degree of Candidate of Geological Sciences (Doctor of Philosophy) in specialty 04.00.22 “Geophysics” (103 – Earth Sciences). – S. I. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Kyiv, 2017.

The thesis is a comprehensive study of rock magnetism properties and magnetostratigraphy of Quaternary loess-soil sequences of Ukraine.

Actual problems of Quaternary stratigraphy, magnetostratigraphy and paleoclimatology are described and importance of study of magnetic parameters in loess-soil deposits is specified.

Previous rock magnetic and paleomagnetic studies of Quaternary loess-soil deposits in Ukraine are described. To date, magnetic properties of the rocks on the territory of Ukraine have been studied in several dozens of loess-soil sections [Tretyak, Vigilyanskaya, 1994; Bogucki et al., 1995; Nawrocki et al., 1996; 1999; 2003; Sartori, 2000; Evans, Heller, 2003; Gendler et al., 2006; Rossenau et al., 2011; Bakhmutov, Hlavatskyi, 2013; 2014; Necula et al., 2015; Hlavatskyi et al., 2016 etc.]. In some sections, rock magnetic studies were conducted together with the paleomagnetic investigations; however, the results were frequently fairly contradictory. For example, different authors placed the Matuyama-Brunhes (M/B) boundary – a key magnetostratigraphic benchmark of Pleistocene with an age of ~780 ka – in different stratigraphic horizons even within the same sections [Bakhmutov, Hlavatskyi, 2016].

In early works conducted on the Pliocene-Quaternary sedimentary strata of Ukraine in the 1970s, the M/B boundary was drawn in Berezan horizon [Tretyak, Volok, 1976]. Later, the boundary was placed higher in the upper part of

Martonosha climatolith [Veklich, 1987]. According to the Pleistocene magnetostratigraphic scale for Ukraine [Tretyak, Vigilyanskaya, 1994] which is based on the paleomagnetic studies of ~60 sections in Ukraine and neighboring territories, the M/B boundary is located at the base of Shyrokinio soil horizon. In the mid-1990s, based on the results of combined investigation of key section in Black Sea Lowland at Roxolany [Tsatskin et al., 1998; Sartori, 2000; Tsatskin et al., 2001; Gendler et al., 2006], the position of the M/B boundary was drawn in the loesses located below the PK₆ soil at a depth of ~34 m, which corresponds to Tyasmyn horizon according to the stratification cited by [Bogucki et al., 2013], however, due to previous studies [Tretyak et al., 1987; Tretyak, Vigilyanskaya, 1994] the whole 50-m loess-soil sequence belongs to the Brunhes chron of normal polarity. In the works of the last decade the M/B boundary corresponds to the base of Martonosha horizon [Linder et al., 2006; Gozhik, 2013].

Attention pays on difficulties in isolating the primary magnetization components in the loess-soil strata, the seesaw confinement of the M/B boundary to the loess and soil horizons [Bol'shakov, 2004], the problems in luminescent, radio carbon, and K-Ar dating of these strata [Gozhik, 2013], and the lack of a modern unified stratigraphic scheme of loess-soil sediments of Ukraine. The latter has led to the existence of at least four regional stratigraphic schemes [Veklich et al., 1984; Bogucki, 1986; Tsatskin et al., 2001; Lindner et al., 2006], which have not been correlated to date. Hence, despite long studies, rock magnetic and paleomagnetic properties of Quaternary loess-soil deposits of Ukraine have been explored extremely nonuniformly, the results are unambiguous and frequently contradictory.

Independent investigations concerning the magnetic parameters of the rocks and paleomagnetic study of loess-soil sections in Volhynian Upland (Boyanychi and Korshiv sections), Black Sea Lowland (Roxolany section) and Dnieper Lowland (Vyazivok section) by the same experimental procedure for comparing the formation of the magnetic properties for these regions and revealing the magnetostratigraphic markers were obtained by the author. Total of 8240

specimens which represent all characteristic stratigraphic horizons of Pleistocene and Holocene were measured. Measurements were carried out on modern highly precise equipment in geomagnetic laboratories of Ukraine, Poland, Norway and Russia.

Low concentration of magnetic fraction is fixed in loess-paleosol sequences of Ukraine. Average values of magnetic susceptibility are $100-200 \times 10^{-6}$ SI and the highest values reached only in soil horizons of Roxolany section (1×10^{-3} SI in Vytachiv soil horizon).

Based on the similarity of concentration-dependent rock magnetic parameters and the PSD state of ferrimagnetic grains it can be stated that loess-paleosol deposits of Boyanychi, Korshiv, Roxolany and Vyazivok sections were largely formed by the material from a remote source. Probably, this source was common for all loess-soil series of Ukraine. The formation of magnetic properties of Boyanychi, Korshiv and Vyazivok sections was also contributed by the nearby sources.

It is proved that the formation of magnetic properties of soils in all studied sections followed the Chinese (pediogenic) scenario, i.e. due to the formation of small SPM grains. This mechanism for Korshiv and Vyazivok sections is established for the first time. However, this mechanism has different intensity in paleosols of the different sections, which depends on the particular pattern of pediogenic processes.

It is noted that the values of magnetic susceptibility in Boyanychi, Korshiv and Vyazivok sections mainly barely depend on lithology, therefore, based on the variations of these characteristics along the loess-soil sequence of the Volhynian Upland and Dnieper Lowland, can neither be attributed to only Alaskan nor only Chinese type of subaerial deposits. Due to behavior of magnetic susceptibility (high values in paleosol and low values in loess horizons) Roxolany section belongs to Chinese type, but the absolute values of magnetic susceptibility are 10 times less, than in Chinese loess plateau sediments.

The value of paramagnetic susceptibility in all osections is not high ($4-5 \times 10^{-8}$ m³/kg) and it is in all cases higher in paleosols than in loesses. It probably reflects the degree of weathering of the initial loess substrate during soil formation. The paramagnetic susceptibility introduces a certain contribution in the initial magnetic susceptibility of paleosols, especially in weakly magnetic paleosols of the Dnieper Lowland.

It is revealed that the magnetic hardness of the rock material composing Boyanychi, Korshiv and Vyazivok sections is significantly higher than in Roxolany section, which indicates the predominance of hematite and/or goethite. Increased concentration of hard magnetic minerals in soils of the Volhynian Upland and Dnieper Lowland testifies to a somewhat different type of soil formation than in the Black Sea region, similar to Syberian type, which could be associated with the closeness of Boyanychi, Korshiv and Vyazivok sections to the ice sheet.

Grounded conclusion that the loess-paleosol sequence of Ukraine was formed not only due to Chinese mechanism, but also with some contribution of Syberian type, which rises in the direction to North areas. Taking to account magnetic properties, classification of subaerial deposits of Ukraine into North and South provinces is proposed.

Results of paleomagnetic studies of Roxolany section are analyzed and they uncover fundamental contradictions in magnetostratigraphic reconstructions obtained by different authors, which are based on the determination of the position of the M/B boundary. According to new results for Roxolany section, the M/B boundary is located at a depth of 46.6 m at the contact of buried soils of Lubny and Martonosha horizons.

The M/B boundary was also found at Vyazivok section. It lies at a depth of 56.2 m in the lower part of Shyrokinio paleosol horizon. The position of Matuyama-Brunhes boundary in Roxolany and Vyazivok sections is controversial following by local stratigraphic schemes, which can be explained both of

peculiarities of “magnetic record” in soil and incorrect stratigraphic subdivision of Roxolany section.

There are evidences of magnetic event, probably, Emperor/Big Lost (560-570 ka) in both sections, which was detected in Zavadiivka soil. The same zone of reversed polarity was fixed in Zavadiivka horizon at Dolynske section [Bakhmutov et al., 2005].

The M/B boundary is not revealed in the Volhynian Upland sections and short reversed-polarity episodes or excursions are absent; therefore, magnetostratigraphic correlation of Boyanychi and Korshiv sections with other loess-soil sequences is impossible.

The practical significance of the results is that they are suitable for use in geomorphology, stratigraphy and paleogeography. New magnetostratigraphic description of studied sections is a significant contribution into solving the problem of location the M/B boundary in subaerial deposits and stratigraphic subdivision of Middle Pleistocene of Ukraine, which is a subject of difficult discussion during last decades. New magnetostratigraphic profiles can be used as key markers for the local stratigraphy. Data can be helpful in correction of stratigraphic schemes and paleogeographic interpretation. Author’s results of petromagnetic and magnetostratigraphic studies are used in the learning process and are included into the subject “Quaternary Paleogeomorphology” at geographic department at Taras Shevchenko Kyiv National University.

Key words: magnetostratigraphy, Matuyama-Brunhes boundary, paleo-magnetic method, Pleistocene, loess-soil sequence, rock magnetism.

List of author's publications

In which major scientific results of the thesis are published

1. Bakhmutov V. G., **Hlavatskyi D. V.** New data about Matuyama-Brunhes boundary in Roxolany section. *Geologicheskii zhurnal*. Kyiv, 2014. № 2 (347). P. 73-84. (in Russian)
2. Bakhmutov V. G., **Hlavatskyi D. V.** Identification of the Matuyama-Brunhes boundary by paleomagnetic studies of the Roxolany profile (Western Black Sea region). *Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine*. Kyiv, 2014, № 10. P. 92-98. (in Russian)
3. Bakhmutov V. G., **Hlavatskyi D. V.** Problems of magnetostratigraphy of Pleistocene loess-soil deposits in the South of Ukraine. *Geofizicheskii zhurnal*. Kyiv, 2016. V. 38, № 4. P. 59-75. (in Russian)
4. **Hlavatskyi D.**, Bakhmutov V., Bogucki A., Voloshyn P. Petromagnetism and paleomagnetism of subaerial deposits of Boyanychi and Korshiv sections (Volhynian Upland). *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*. Kyiv, 2016. № 1(72). P. 43-51. (in Ukrainian)
5. **Hlavatskyi D.** Interpretation of the results of petromagnetic and palaeomagnetic investigations of loesses of Volhynian Upland. *Scientific look into the future*. Odessa, 2016. № 4, v. 5. P. 72-77. (in Russian)
6. **Hlavatskyi D. V.**, Kuzina D. M., Gerasimenko N. P., Bakhmutov V. G. Petromagnetism and paleomagnetism of Quarternary loess-soil sediments of Vyazovok section (Dnieper Lowland). *Geofizicheskii zhurnal*. Kyiv, 2016. V. 38, № 6. P. 186-193. (in Russian)
7. **Hlavatskyi D.** Determination of the Matuyama-Brunhes boundary in the loess-paleosol sequence at Vyazivok (Ukraine). *Scientific papers Sworld*. Ivanovo, 2016. № 45, v. 9. P. 20-26. (in English)
8. Bakhmutov V. G., Kazanskii A. Yu., Matasova G. G., **Glavatskii D. V.** Rock magnetism and magnetostratigraphy of the loess-sol series of Ukraine (Roxolany, Boyanychi, and Korshev Sections). *Izvestiya, Physics of the Solid*

Earth (Fizika Zemli). Pleiades Publishing Ltd., 2017. Vol. 53, № 6. P. 864-884. (in English)

Which confirm the approbation of the thesis materials

9. Hlavatskyi D. V. Pleistocene magnetostratigraphy of the Volhynian Upland. *II All-Ukrainian Youth Conference-School "Modern problems of geological sciences"*, April 12-15, 2010, Kyiv, Ukraine. (in Ukrainian)

10. Hlavatskyi D. Magnetostratigraphy and its significance in geology. *IV All-Ukrainian Conference-School "Modern Problems of Geological Sciences"*, April 16-20, 2012, Kyiv, Ukraine. GPH-33. (in Ukrainian)

11. Bakhmutov V. G., Hlavatskyi D. V. Paleomagnetic studies of Roxolany section: review of previous works and new preliminary results. *Loess-covering of the North Black Sea Region*. Lublin: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. P. 72-83. (in Russian)

12. Hlavatskyi D. V. Pleistocene magnetostratigraphy and Matuyama-Brunhes boundary in loess-soil formation of Ukraine. *XIVth International Conference "Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects"*. May 11-14 2015, Kiev, Ukraine. (in Ukrainian)

13. Hlavatskyi D. V. Paleomagnetic investigations of Pleistocene sediments in the loess-paleosol sequences of Ukraine. *Thesis at XIX Ukrainian-Polish conference "Loess and Paleolithic of Podillia" (Ternopil, August 23-27, 2015)*. Lviv, 2015. P. 52-53. (in Ukrainian)

14. Hlavatskyi D. V. Magnetism of Vyazivok loess section (Poltava oblast). *Materials of VI All-Ukrainian Youth Conference-School "Modern problems of geological sciences"*, (Kyiv, April 14-16, 2016). Kyiv, 2016. P. 99-102. (in Ukrainian)

15. Hlavatskyi D. V., Bakhmutov V. G. New data on the stratigraphic position of the Matuyama-Brunhes boundary in loess-palaesol sequence at Roxolany (Western Black Sea region). *International Conference on Paleomagnetism and Rock Magnetism (Kazan, 2-7 October, 2017): Book of abstracts*. Kazan: Kazan University Press, 2017. P. 33. (in English)

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ.....	19
ВСТУП	21
Список використаних джерел.....	30
1. СУЧАСНИЙ СТАН ВИРІШЕННЯ ПРОБЛЕМИ	33
1.1. Магнітні властивості лесово-грунтових відкладів як історія змін палеоклімату	33
1.2. Актуальні проблеми магнітостратиграфії плейстоцену.....	41
1.2.1. Становлення магнітостратиграфії.....	41
1.2.2. Сучасні уявлення про епоху прямої полярної Брюнес.....	44
1.2.3. Границя Матуяма-Брюнес та її ідентифікація в субаеральних відкладах.....	48
1.3. Стратиграфічні схеми четвертинної системи України та їх протиріччя	52
1.4. Огляд попередніх палеомагнітних досліджень лесово- грунтових розрізів України	62
1.4.1. Петромагнітні й палеомагнітні дослідження розрізів Волино-Поділля.....	62
1.4.2. Границя Матуяма-Брюнес в лесово-грунтових розрізах Західного Причорномор'я і Придніпров'я.....	63
1.5. Вікова прив'язка лесово-грунтових відкладів за даними радіовуглецевого, термолюмінесцентного і калій-аргонового методів. Висновки.....	71
Список використаних джерел.....	75
2. ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	89
2.1. Розрізи Бояничі, Коршів (Волинська височина)	89
2.2. Розріз Роксолани (Причорноморська низовина)	100
2.3. Розріз В'язівки (Придніпровська низовина)	115
Список використаних джерел	124

3. МЕТОДИКА ПЕТРОМАГНІТНИХ І ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ	126
3.1. Польові роботи і виготовлення зразків	126
3.1.1. Відбір зразків.....	126
3.1.2. Виготовлення колекцій орієнтованих зразків.....	128
3.2. Лабораторні дослідження магнітних властивостей порід.....	129
3.2.1. Петромагнітні параметри.....	129
3.2.2. Палеомагнітні дослідження.....	133
3.2.3. Апаратура.....	135
Список використаних джерел.....	137
4. ПЕТРОМАГНІТНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ СЕРІЙ УКРАЇНИ	139
4.1. Концентраційно-чутливі магнітні параметри	139
4.1.1. Магнітна сприйнятливість.....	139
4.1.2. Розріз Бояничі.....	139
4.1.3. Розріз Коршів.....	140
4.1.4. Розріз Роксолани.....	143
4.1.5. Розріз В'язівок.....	146
4.1.6. Порівняльна характеристика розрізів.....	148
4.2. Магнітна мінералогія	150
4.2.1. Термомагнітний аналіз.....	150
4.2.2. Фактори Q і S	151
4.2.3. Розріз Бояничі.....	152
4.2.4. Розріз Коршів.....	153
4.2.5. Розріз Роксолани.....	155
4.2.6. Розріз В'язівок.....	155
4.2.7. Порівняльна характеристика розрізів.....	157
4.3. Структурно-чутливі магнітні параметри	158
4.3.1. Коерцитивні параметри і їх співвідношення як характе- ристика доменного стану магнітних зерен.....	158
4.3.2. Розріз Бояничі.....	159
4.3.3. Розріз Коршів.....	159
4.3.4. Розріз Роксолани.....	160
4.3.5. Розріз В'язівок.....	161
4.3.6. $FD_{\%}$ -фактор.....	161
4.3.7. Порівняльна характеристика розрізів	164

4.4. Анізотропія магнітної сприйнятливості	164
4.5. Парамагнітні характеристики	173
4.5.1. Вклад парамагнетизму у петромагнітні властивості...	173
4.5.2. Розріз Бояничі.....	174
4.5.3. Розріз Коршів.....	175
4.5.4. Розріз Роксолани.....	176
4.5.5. Розріз В'язівок.....	176
4.5.6. Порівняльна характеристика розрізів	178
4.6. Узагальнення результатів петромагнітних досліджень.	
Висновки.....	181
Список використаних джерел.....	186
5. МАГНІОСТРАТИГРАФІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ РОЗРІЗІВ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНИ.....	191
5.1. Палеомагнітні дослідження розрізів лесово-грунтових відкладів Волинської височини	191
5.2. Визначення границі Матуяма-Брюнес у розрізі Роксолани	197
5.2.1. Стабільність різних видів намагніченості до дії змінного магнітного поля і температури.....	197
5.2.2. Компонентний аналіз природної залишкової намагніченості.....	199
5.2.3. Магніостратиграфічна шкала.....	201
5.2.4. Методичні аспекти дослідження палеомагнітної стабільності при розмагнічуванні змінним магнітним полем.....	204
5.2.5. Обговорення результатів.....	206
5.3. Палеомагнітні дослідження розрізу В'язівок	208
5.4. Магніостратиграфічна кореляція розрізів лесово-грунтової серії України. Висновки.....	214
Список використаних джерел.....	221
ВИСНОВКИ.....	224
Список використаних джерел.....	227
ДОДАТКИ	228

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

БД	– багатодоменний
ІКС	– ізотопно-киснева стадія
КЛП	– Китайське лесове плато
М/Б	– Матуяма-Брюнес
ОД	– однодоменний
ОСЛ	– оптично стимульована люмінесценція
ПОД	– псевдооднодоменний
СПМ	– суперпарамагнітний
ТЛ	– термолюмінесцентний
AMS	– анізотропія магнітної сприйнятливості
ARM (J_{ri})	– ідеальна залишкова намагніченість
ChRM	– характеристична залишкова намагніченість
HIRM	– магнітожорстка залишкова намагніченість насичення
IRM (J_r)	– ізотермічна залишкова намагніченість
MDF	– середнє поле розмагнічування, при якому намагніченість руйнується наполовину
MIS	– морська ізотопна стадія
NRM (J_n)	– природна залишкова намагніченість
PK	– педокомплекс
SIRM (J_{rs})	– ізотермічна залишкова намагніченість насичення
B_c	– коерцитивна сила
B_{cr}	– залишкова коерцитивна сила
D	– схилення вектору природної залишкової намагніченості
D_0	– схилення вектору характеристичної залишкової намагніченості
F	– коефіцієнт анізотропії, відображає ступінь плоскопаралельної орієнтації магнітних мінералів

$FD_{\%} = 100 \times \chi_{FD}$	– частотно-залежний фактор магнітної сприйнятливості
H_s	– поле насичення
H_T	– повний вектор напруженості магнітного поля
I	– нахилення вектору природної залишкової намагніченості
I_0	– нахилення вектору характеристичної залишкової намагніченості
J_s	– намагніченість насичення
L	– коефіцієнт анізотропії, показник міри магнітної лінійності
P	– ступінь анізотропії, інтегральний індикатор впорядкованості магнітних мінералів
$Q = J_n / (\kappa \times H_T)$	– фактор Q, відношення Кенігсбергера
$S = IRM / SIRM$	– коефіцієнт магнітної жорсткості, показник відношення магнітом'яких і магнітожорстких мінералів
T	– параметр форми еліпсоїда AMS
T_{db}	– деблокуюча температура
T_c	– температура Кюрі
κ	– об'ємна магнітна сприйнятливість
$\chi = \kappa / \rho$	– магнітна сприйнятливість маси (питома), де ρ – густина
χ_0	– початкова (загальна) магнітна сприйнятливість
χ_{FD}	– частотно-залежна магнітна сприйнятливість
$\chi_{fer} = \chi_0 - \chi_{par}$	– магнітна сприйнятливість, обумовлена ферромагнітними мінералами
χ_{hf}	– магнітна сприйнятливість, виміряна на високій частоті змінного магнітного поля
χ_f	– магнітна сприйнятливість, виміряна на низькій частоті змінного магнітного поля
χ_{par}	– магнітна сприйнятливість парамагнітних мінералів
χ_{sp}	– суперпарамагнітна сприйнятливість

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. На території України і сусідніх країн широко розповсюджені четвертинні покривні лесово-грунтові відклади. Вони тісно пов'язані з повсякденною діяльністю людини, спрямованою на вирішення різноманітних завдань господарського, будівельного, інженерно-геологічного, екологічного характеру. У вивченні лесово-грунтових серій, незважаючи на більш ніж столітню історію досліджень, залишається багато нерозв'язаних питань. Вони стосуються передусім проблеми кореляції стратиграфічних схем і палеогеографічних умов нагромадження лесових і палеогрунтових відкладів.

Наявні стратиграфічні схеми осадових відкладів плейстоцену Центральної та Східної Європи, незважаючи на детальність, мають суттєвий недолік, який не можна ігнорувати при будь-яких стратиграфічних узагальненнях. Унаслідок частотої зміни потужності реперних горизонтів і суттєвих змін умов седиментації (аж до повної її відсутності в окремі проміжки часу) навіть у межах невеликих провінцій виникають труднощі у кореляції стратиграфічних схем. Для території України існують щонайменше чотири стратиграфічні схеми лесово-грунтової серії: для центральної частини України [Веклич и др., 1984], для Волино-Поділля [Богущий, 1986], для Західного Причорномор'я [Tsatskin et al., 2001] та для південно-західної частини України [Lindner et al., 2006]. Більшість континентальних плейстоценових товщ України фауністично німі, а спроби датування різними методами геохронології чи за результатами палеомагнітних досліджень, зокрема визначення границі палеомагнітних епох Матуяма-Брюнес (М/Б), дають суперечливі результати навіть в рамках одного розрізу.

Важливими є й питання вивчення етапності палеогеографічних умов у четвертинному періоді, кореляції періодів глобальних потеплінь і

похолодань, довгострокового прогнозування кліматичних змін. Серед континентальних відкладів лесово-грунтового послідовності є якнайповнішим джерелом інформації про зміни ландшафтів і клімату у геологічному минулому. Детальні реконструкції природного середовища і клімату включають у себе використання комплексу різних методів, провідне місце серед яких займають дослідження магнітних властивостей порід. Петромагнітний і палеомагнітний методи дослідження успішно зарекомендували себе у вивченні лесово-грунтових відкладів Китайського лесового плато, Сибіру, Європи, Північної Америки та інших регіонів. Петромагнітні дослідження субаеральної формації України проводилися починаючи з 1970-х років, але вони обмежувалися здебільшого вимірами магнітної сприйнятливості і залишкової намагніченості, тому загальна картина змін магнітних властивостей є неповною. Для отримання детальної просторово-часової характеристики змін магнітних параметрів необхідним є вивчення всієї сукупності магнітних властивостей лесово-грунтових серій із різних фізико-географічних провінцій України, особливо на об'єктах, де попередні дослідження мали протиріччя.

Показовою у цьому відношенні є стратиграфічна прив'язка границі зміни полярності Матуяма-Брюнес – своєрідного «золотого цвяха», ключового репера четвертинної стратиграфії. Її ідентифікація дозволяє незалежно корелювати розрізи і уточнювати наявні педостратиграфічні схеми. Вік цієї границі, калібрований за астрономічною шкалою, складає 780 тис. років, а за ізотопно-кисневою шкалою ця межа потрапляє в 19-ту стадію MIS.

Для території України стратиграфічне положення границі Матуяма-Брюнес у різні часи визначали на рівні березанського, сульського, мартоносського і широкінського горизонтів [Третьак, Волок, 1976; Третьак, 1983; Третьак и др., 1987, 1989]. Згідно з магнітостратиграфічною шкалою плейстоцену України, складеною на основі вивчення близько 60 розрізів України і суміжних регіонів, ця межа потрапляє у широкінський ґрунтовий

комплекс [Третьяк, Вигилянская, 1994]. Пізніше, у серії міждисциплінарних досліджень лесово-грунтової формації Західного Причорномор'я, одним із ключових об'єктів якої є розріз Роксолани [Tsatskin et al., 1998; Sartori, 2000; Tsatskin et al., 2001; Gendler et al., 2006; Dodonov et al., 2006], нові результати докорінно змінили педо- і магніостратиграфічні схеми четвертинних субаеральних відкладів півдня України: границю Матуяма-Брюнес проведено в лесах горизонту L₆, які за стратиграфічним розчленуванням [Богуцький та ін., 2013] відповідають тясминському горизонту, що знаходиться на 18 м вище широкінського ґрунтового горизонту. Такі кардинальні протиріччя потребували повторних детальних досліджень із суцільним відбором зразків та вимірювань на сучасній високоточній апаратурі.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами, грантами. Робота виконувалася в рамках бюджетних тем *«Динаміка і моделі геомагнітного поля за результатами інструментальних спостережень і палеомагнітних досліджень»* (державний реєстраційний номер 0109U000102) та *«Палеомагнітна інформативність гірських порід південно-західної частини Східноєвропейської платформи у вирішенні регіональних задач стратиграфії та геодинаміки»* (0114U000230), а також за підтримки грантів Президії НАН України на наукові роботи *«Палеотектоніка Східноєвропейської платформи у середньопалеозойський час»* (0115U005276) і *«Визначення границі Матуяма-Брюнес у лесово-грунтових відкладах для побудови єдиної стратиграфічної схеми України»* (0117U003498).

Метою роботи є визначення петромагнітних характеристик та магніостратиграфічних маркерів четвертинних лесово-грунтових товщ України.

Для досягнення поставленої мети вирішувалися наступні **завдання**.

1. Виконання детальних петромагнітних і магніостратиграфічних досліджень опорних четвертинних розрізів із трьох фізико-географічних провінцій України: Волинської височини, Причорноморської низовини і Придніпровської низовини.

2. Виявлення закономірностей у зміні петромагнітних властивостей і встановлення механізмів їх формування у лесово-грунтових відкладах України.

3. Визначення характеристичної компоненти природної залишкової намагніченості (ChRM), палеомагнітних напрямків для магніто-стратиграфічної прив'язки границі М/Б та виділення елементів тонкої структури геомагнітного поля (епізодів, екскурсів, варіацій) у досліджуваних осадових товщах.

4. Побудова зведеного магнітостратиграфічного розрізу четвертинних субаеральних відкладів України.

Об'єктом дослідження є лесово-грунтовий покрив території України, а саме четвертинні субаеральні відклади опорних розрізів Бояничі, Коршів (Волинська височина), розрізу Роксолани (Причорноморська низовина), розрізу В'язівок (Придніпровська низовина).

Предметом дослідження є магнітні властивості досліджуваних осадових порід.

Методи дослідження. У процесі виконання роботи було використано методи петромагнітних та палеомагнітних досліджень [Butler, 1992; Opdyke, Channell, 1996; Храмов, Молостовский, 1997; Dunlop, Özdemir, 1997; Evans, Heller, 2003; Tauche et al., 2016 та ін.]. Петромагнітні методи полягають у визначенні та інтерпретації змін скалярних магнітних параметрів, які відображають сукупність магнітних властивостей гірських порід (магнітна сприйнятливість, природна залишкова намагніченість, коерцитивні параметри і їх співвідношення та ін.). В основі палеомагнітних методів лежить визначення векторних величин – напрямків компонент природної залишкової намагніченості (NRM). Для розділення компонент NRM використовувався метод компонентного аналізу, для виділення зон полярності – метод розрахунку дискримінантної функції d за [Man, 2008].

Лабораторні петромагнітні й палеомагнітні дослідження виконано на сучасній високоточній магнітометричній апаратурі (на криогенних SQUID-

магнітометрах 2G Enterprises, спін-магнітометрах JR-6 і JR-6A, вимірювачах коерцитивних параметрів MicroMag VSM і J-Meter, каппа-містках MFK1-B та MFK1-FA) провідних інститутів і геомагнітних центрів України, Росії, Польщі та Норвегії: в Центрі колективного користування унікальною магнітометричною апаратурою Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України (Київ), Палеомагнітному центрі ІНГГ СО РАН (Новосибірськ), Лабораторії палеомагнетизму і магнетизму гірських порід ІГНГТ КФУ (Казань), відділі магнетизму Інституту геофізики ПАН (Варшава) та Геомагнітній лабораторії ім. Айвара Джайєвера Університету Осло (Осло). Результати вимірів у різних лабораторіях співпадають, що підтверджує достовірність отриманих даних.

Наукова новизна отриманих результатів. Уперше в Україні петромагнітним і палеомагнітним методами із залученням високоточної сучасної апаратури досліджено чотири опорних четвертинних лесово-грунтових розрізи одразу із різних фізико-географічних провінцій.

1. Встановлено, що субаеральні відклади у розрізі Роксолани відносяться до «китайського» типу педогенезу, а у розрізах Бояничі, Коршів і В'язівок за характеристиками концентраційно-чутливих магнітних параметрів відклади не належать ні до «китайського», ні до «аляскінського» типу субаеральних відкладів. За визначеними просторово-часовими закономірностями варіацій петромагнітних параметрів уперше запропоновано районування субаеральної формації України на «північну» і «південну» провінції.

2. Уперше детально охарактеризовано ферримагнітні й парамагнітні мінерали-носії залишкової намагніченості досліджених четвертинних лесово-грунтових товщ України, причому магнітно-мінералогічні дослідження розрізів В'язівок і Коршів проведені вперше. На цих розрізах виявлено значний вклад у залишкову намагніченість гематиту, а в розрізі В'язівок – вагомий внесок парамагнітних мінералів у загальну магнітну сприйнятливість і параметри петлі гістерезису.

3. Уперше проведено палеомагнітні дослідження розрізів Коршів (методами розмагнічування змінним магнітним полем і температурою) і Бояничі (уперше методом температурного розмагнічування). Встановлено приналежність цих лесово-грунтових відкладів виключно до епохи прямої полярності Брюнес.

4. Одержано нові результати про розташування границі М/Б у розрізі Роксолани на глибині 46,6 м, що за стратиграфічним розчленуванням [Богучький та ін., 2013] відповідає межі лубенського й мартоносського ґрунтових горизонтів. Це відрізняється від даних попередніх досліджень, за якими границя М/Б позначена на 12 м вище і знаходиться у лесах L₆ тясминського горизонту.

5. За даними магніостратиграфічних досліджень розрізу В'язівок, де границю М/Б встановлено на глибині 56,2 м у нижній частині широкінського горизонту, отримано надійну аргументацію на користь необхідності перегляду сучасного стратиграфічного розчленування розрізу Роксолани.

Практичне значення. Отримані нові дані про просторово-часовий розподіл магнітних властивостей субаеральних відкладів України є суттєвою складовою для визначення закономірностей формування лесово-грунтових товщ в залежності від змін ландшафтів і клімату. Результати є вагомим внеском у базу палеомагнітних і петромагнітних даних по плейстоцену України – ключовому в Європі регіоні розповсюдження лесів. Це дає змогу вирішувати завдання, пов'язані з розчленуванням, кореляцією розрізів та палеокліматичними реконструкціями умов формування порід.

Нова магніостратиграфічна характеристика досліджених розрізів вносить значний вклад у вирішення проблеми положення границі Матуяма-Брюнес в субаеральних відкладах і стратиграфічного розчленування середнього плейстоцену України, що є предметом гострої дискусії протягом останніх десятиріч. Побудовані магніостратиграфічні розрізи можуть слугувати опорними для цілей місцевої стратиграфії. Результати можуть бути

використані стратиграфами при корекції стратиграфічних схем, географами – при складенні схем палеогеографічної етапності плейстоцену і т.п. Представлені в роботі результати використовуються в навчальному процесі і включені в курс «Палеогеографія антропогену» географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Особистий внесок здобувача. Автор брав участь у польових роботах зі збору колекцій зразків порід у складі 4 експедицій співробітників відділу петромагнетизму і морської геофізики Інституту геофізики НАН України у 2012-2015 рр. Самостійно виготовив 7230 (при загальній кількості 7565) орієнтованих і 675 неорієнтованих зразків, адаптованих для вимірів на магнітометричній апаратурі. Безпосередньо виконував лабораторні виміри 7270 зразків (із 8240).

Основні результати проведеної роботи відображені у наукових фахових виданнях України [Бахмутов, Главацкий, 2014а; 2014б; 2016; Главацкий та ін., 2016; Главацкий и др., 2016] та у періодичних виданнях, які входять до міжнародних наукометричних баз [Главацкий та ін., 2016; Главацкий, 2016; Hlavatskyi, 2016; Bakhmutov et al., 2017]. Внесок здобувача у публікаціях, написаних у співавторстві, визначається таким чином. У роботах [Бахмутов, Главацкий, 2014а, 2014б] автор виконав лабораторні дослідження, обробив експериментальні дані, брав участь в інтерпретації результатів і підготовці висновків. У роботі [Бахмутов, Главацкий, 2016] дисертант брав безпосередню участь в аналітичному огляді літератури, постановці задачі та обговоренні результатів. У роботах [Главацкий та ін., 2016; Главацкий и др., 2016; Bakhmutov et al., 2017] дисертанту належать більша частина лабораторних вимірювань магнітних характеристик, обробка та представлення результатів, їх інтерпретація та висновки.

За темою дисертації опубліковано загалом 15 робіт, з них 5 статей у наукових фахових журналах України, 4 публікації (зокрема, 2 зарубіжні) у періодичних виданнях, що входять до міжнародних наукометричних баз, і 7 тез конференцій (див. додаток А).

Апробація результатів дисертації. Результати досліджень доповідались автором на всеукраїнських та міжнародних наукових конференціях:

- II всеукраїнській молодіжній конференції-школі «Сучасні проблеми геологічних наук», Київ, 12-15 квітня 2010 р.;
- IV всеукраїнській конференції-школі «Сучасні проблеми геологічних наук», Київ, 16-20 квітня, 2012 р.;
- XVIII українсько-польському польовому семінарі «Лесовий покрив Північного Причорномор'я», с. Роксолани, 8-13 вересня 2013 р.;
- XIV міжнародній конференції «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти», Київ, 11-14 травня 2015 р.;
- XIX українсько-польському семінарі «Леси і палеоліт Поділля», Тернопіль, 23-27 серпня 2015 р.;
- VI всеукраїнській молодіжній науковій конференції-школі «Сучасні проблеми геологічних наук», Київ, 14-16 квітня 2016 р.;
- міжнародній конференції з проблем палеомагнетизму і магнетизму гірських порід, Казань, 2-7 жовтня 2017 р.

Результати палеомагнітних досліджень розрізу Роксолани доповідались дисертантом також на семінарі відділу магнетизму Інституту геофізики Польської академії наук (Варшава, 28 листопада 2014 р.).

Структура й обсяг дисертації. Робота складається з анотації, вступу, п'яти розділів, висновків, списку використаних джерел після кожного розділу основної частини, додатків. Має 232 сторінки, у тому числі 142 основного тексту, 50 рисунків, 11 таблиць.

Роботу виконано у відділі петромагнетизму і морської геофізики Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України.

Подяка. Автор висловлює щирю вдячність науковому керівнику і наставнику В. Г. Бахмутову за всебічну підтримку при виконанні роботи. Особливу подяку здобувач висловлює близьким колегам Є. Б. Поляченко, В. В. Шпирі і провідним спеціалістам четвертинної стратиграфії

Н. П. Герасименко, Ж. М. Матвіїшині, А. Б. Богуцькому, С. К. Прилипко, які супроводжували експедиційні роботи. Автор виражає подяку колегам по лабораторії В. І. Якухно, Т. В. Скарбовійчук, Л. М. Дячук, А. В. Висоцькій і співробітникам іноземних інститутів А. Ю. Казанському, Г. Г. Матасовій, Д. М. Кузіній, Т. Вернеру, М. Конджялко-Хофмокль, Б. Гурці-Кострубец, С. Дитлув, П. Дубровіну, Є. Кулакову за допомогу у вимірах.

Список використаних джерел

- Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Новые данные по границе Матуяма-Брюнес в разрезе Роксоланы. *Геологічний журнал*. Київ, 2014а. № 2 (347). С. 73-84.
- Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Определение границы Матуяма-Брюнес по результатам палеомагнитных исследований разреза Роксоланы (западное Причерноморье). *Доповіді Національної академії наук України*. Київ, 2014б. № 10. С. 92-98.
- Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины. *Геофизический журнал*. Киев, 2016. Т. 38, № 4. С. 59-75.
- Богущий А. Б. Антропогеновые покровные отложения Волыно-Подоллии. *Антропогеновые отложения Украины*. Киев: Наук. думка, 1986. С. 121-132.
- Богущий А., Ланчонт М., Гожик П., Комар М. Лесовий розріз Роксолани: розташування, історія досліджень, характеристика відкладів. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 47-58.
- Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Матвишина Ж. Н. Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 32 с.
- Главацкий Д. В., Кузина Д. М., Герасименко Н. П., Бахмутов В. Г. Петромагнетизм и палеомагнетизм четвертичных лессово-почвенных отложений разреза Вязовок (Приднепровская низменность). *Геофизический журнал*. Киев, 2016 № 6. С. 186-193.
- Главацкий Д. Интерпретация результатов петромагнитных и палеомагнитных исследований лессов Волынской возвышенности. *Научный взгляд в будущее*. Одесса, 2016. № 4, т. 5. С. 72-77.
- Главацкий Д., Бахмутов В., Богущий А., Волошин П. Петромагнетизм і палеомагнетизм субаеральних відкладів розрізів Бояничі і Коршів

(Волинська височина). *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. Київ, 2016. № 1(72). С. 43-51.

- Третьяк А. Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1983. 256 с.
- Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И. Магнитостратиграфическая шкала плейстоцена Украины. *Геофизический журнал*. 1994. № 2, т. 16. С. 3-14.
- Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И., Макаренко В. Н., Дудкин В. П. Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое. Киев: Наук. думка, 1989. 156 с.
- Третьяк А. Н., Волок З. Е. Палеомагнитная стратиграфия плиоцен-четвертичных осадочных толщ Украины. Киев: Наук. думка, 1976. 86 с.
- Третьяк А. Н., Шевченко А. И., Дудкин В. П., Вигилянская Л. И. Палеомагнитная стратиграфия опорных разрезов позднего кайнозоя юга Украины. Киев: АН УССР, Ин-т геол. наук, 1987. 50 с.
- Храмов А. Н., Молоствовский Э. А. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 1997. 179 с.
- Bakhmutov V. G., Kazanskii A. Yu., Matasova G. G., Glavatskii D. V. Rock magnetism and magnetostratigraphy of the loess-sol series of Ukraine (Roksolany, Boyanychi, and Korshev Sections). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth (Fizika Zemli)*. Pleiades Publishing Ltd., 2017. Vol. 53, № 6. P. 864-884.
- Butler R. F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Boston: Blackwell Scientific Publications. 1992. 319 p.
- Dodonov A. E., Zhou L. P., Markova A. K., Tchepalyga A. L., Trubikhin V. M., Aleksandrovski A. L., Simakova A. N. Middle-Upper Pleistocene bioclimatic and magnetic records of the northern Black Sea coastal area. *Quaternary International*. 2006. Vol. 149. P. 44-54.
- Dunlop D. J., Özdemir Ö. Rock magnetism: Fundamental and Frontier. New York: Cambridge Univ. Press, 1997. 788 p.
- Evans M., Heller F. Environmental magnetism. Academic Press, 2003. 299 p.

- Gendler T. S., Heller F., Tsatskin A., Spassov S., Du Pasquier J., Faustov S. S. Roxolany and Novaya Etuliya – key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quaternary International*. 2006. Vol. 152-153. P. 78-93.
- Hlavatskyi D. Determination of the Matuyama-Brunhes boundary in the loess-paleosol sequence at Vyazivok (Ukraine). *Научные труды Sworld*. ИВАНОВО, 2016. № 45, т. 9. С. 20-26.
- Lindner L., Bogutsky A., Gozhik P., Marks L., Łanczont M., Wojtanowicz J. Correlation of Pleistocene deposits in the area between the Baltic and Black Sea, Central Europe. *Geological Quarterly*. 2006. 50 (1) P. 195–210.
- Man O. On the identification of magnetostratigraphic polarity zones. *Studia Geophysica at Geodaetica*. 2008. Vol. 52. P.173-186.
- Opdyke N. D., Channell J. E. Magnetic stratigraphy. London: Acad. Press, 1996. 341 p.
- Sartori M. The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis. Doctor of Natural Sciences Thesis. Zürich, 2000. 231 p.
- Tauxe L., Banerjee S. K., Butler R. F., van der Voo R. Essentials of Paleomagnetism. 4th Web Edition, 2016.
<https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>
- Tsatskin A., Heller F., Gendler T. S., Virina E. I., Spassov S., Du Pasquier J., Hus J., Hailwood E. A., Bagin V. I., Faustov S. S. New scheme of terrestrial paleoclimate evolution during the last 1.5 Ma in the western Black Sea region: integration of soil studies and loess magnetism. *Phys. Chem. Earth (A)*. 2001. Vol. 26., № 11-12. P. 911-916.
- Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A. Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E.I. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. Vol. 143. P. 111-133.

1. СУЧАСНИЙ СТАН ВИРІШЕННЯ ПРОБЛЕМИ

1.1. Магнітні властивості лесово-грунтових відкладів як історія змін палеоклімату

Головною особливістю геологічної історії в четвертинний час є зміна в планетарному масштабі кліматичних періодів великих похолодань і потеплінь, пов'язаних, на думку більшості дослідників, зі зміною орбітальних параметрів Землі [Ding et al., 2002]. Періодичні варіації орбітальних параметрів впливають на розподіл інсоляції, яка, у свою чергу, впливає на об'єми льодовикових щитів, що покривають поверхню Землі. Коливання об'ємів льоду позначається на температурах повітря і води, змінюючи співвідношення легкого (^{16}O) та важкого (^{18}O) ізотопів кисню, використовуваних бентосними (і планктонними) форамініферами для будівництва карбонатного скелету. При похованні відмерлих організмів в донних осадах морів і океанів в них зберігаються певні співвідношення ізотопів кисню, що дає можливість реконструювати загальний об'єм води, скованої в льодовикових щитах [Bradley, 1999] і, таким чином, визначати кліматичні умови у відповідні тимчасові інтервали [Evans, Heller, 2003; Матасова, 2006].

Серед континентальних відкладів аналогом океанічних донних осадів, які «записують» періодичні зміни кліматичних умов або кліматичні цикли, є лесово-грунтові відклади. Вони покривають за різними оцінками від ~3 до ~10% поверхні суходолу [Pidwirny, 2005] та широко розповсюдженні по всьому світу (рис. 1.1). Лесово-грунтові формації є якнайповнішим архівом континентальних «записів» змін природного середовища і клімату [Heller, Liu, 1984; Kukla et al., 1988; Rutter et al., 1991; Verosub et al., 1993; Heslop et al., 2000; Ding et al., 2002a; Ding et al., 2002b; Evans, Heller, 2003; Ding et al., 2004; Liu et al., 2015 та ін.].



Рис. 1.1. Глобальне поширення лесових відкладів [Evans, Heller, 2003].

За численними дослідженнями лесово-грунтових серій Китайського лесового плато (КЛП, вік 7-8 млн. років, потужністю до 500 м на півночі) [Liu, 1985; Kukla, 1987 та ін.], Центральної Азії, (Таджикистан, вік ~2,5 млн. р., потужність до 200 м [Ding et al., 2002a; Bronger, 2003 та ін.]), Великих рівнин центральної частини Північної Америки (вік ~1 млн. р., потужністю до 50 м [Muhs et al., 1999; Grimley et al., 2003 та ін.]), Європи (вік ~1 млн. р., потужність ~50 м [Веклич, 1979; Величко та ін., 1992; Bronger, 2003 та ін.]), Аляски (вік – більше 3 млн. р., потужність більше 50 м) [Westgate et al., 1990 та ін.] і Сибіру (вік більше 1 млн. р., потужність більше 100 м) [Волков, 1987; Chlachula et al., 1997, 1998; Матасова, 2006 та ін.] встановлено існування двох основних зон розвитку лесів: 1) субтропічної пустельно-лесової або зони «теплих» лесів і 2) помірної перигляціально-лесової або зони «холодних» лесів. Для обох зон показано тісну схожість палеокліматичних континентальних лесово-грунтових і морських (океанічних) «записів». На підставі цих досліджень для субтропічної зони прийнята палеокліматична модель, принципові положення якої наступні [Evans, Heller, 2003]: 1) інтенсивне лесонакопичення з високою швидкістю акумуляції в холодні і сухі періоди льодовиків'я та 2) розвиток ґрунтів на лесовому субстраті у

результаті педогенних процесів в теплі і вологі періоди міжльодовиків'я (міжстадіалів). Для помірної зони більшість дослідників визнають між епохами потепління-грунтоутворення і похолодання-лесонакопичення існування етапу кріолітогенезу – етапу холодного і вологого клімату. Під час цього етапу еолове надходження матеріалу майже повністю припинялося, формувалися кріогенні горизонти, що є верхніми шарами викопних ґрунтів, деформованими мерзлотними процесами з формуванням дрібно-полігональних морозобійних тріщин, псевдоморфозу, соліфлюкційних і пластичних деформацій [Волков, 1987; Матасова, 2006].

З метою реконструкції палеоклімату в лесово-ґрунтових відкладах вивчаються педостратиграфічні особливості педокомплексів (колір, будова, мікро- і макроморфологія ґрунтів, мінералогічний і гранулометричний склад, склад глинистих мінералів, склад гумусу і тому подібне). У лесових товщах досліджуються текстурні, мінералогічні, геохімічні, гранулометричні особливості, варіації швидкості осадконакопичення, використовуються палеоботанічні, палеонтологічні і археологічні дані по змінах клімату і природного середовища. Лесові породи по всьому світу мають подібний мінералогічний склад, особливо в групі породоутворюючих мінералів. Фракції розміром зерен більше 5 мкм (піщана та алевритова) на 96-99,8% складається з легких мінералів [Матасова, 2006], таких як кварц (40-85%), польові шпати (5-40%), карбонати (2-30%), слюди (0,5-30%), іноді гіпс (до 1-2%). Решту становлять важкі мінерали (от <1 до 4%). По відношенню до всієї маси породи вага важких мінералів зрідка перевищує 1-2%. Глинеста фракція (<5 мкм) складається здебільшого з ілліту, вермикуліту, каолініту, монтморилоніту, смектиту, хлориту, галуазиту і нонтроніту [Bronger, 2003].

При палеокліматичних реконструкціях також широко використовуються магнітні властивості лесово-ґрунтових відкладів, оскільки перші ж виміри магнітної сприйнятливості на розрізах КЛП показали чітку диференціацію магнітних властивостей лесів і палеоґрунтів [An et al., 1977; Heller, Liu, 1984; Kukla et al., 1988]. Зіставлення варіацій магнітної сприйнятливості лесово-

грунтових послідовностей і відношення легкого й важкого ізотопів кисню $\delta^{18}\text{O}$ у бентосних форамініферах океанічних донних осадів відповідних часових інтервалів показало тісний кореляційний зв'язок цих параметрів (рис. 1.2) і тим самим дало основу для розвитку нового напрямку в палеокліматології – реконструкції природного середовища та клімату за зміною магнітних характеристик лесово-грунтових серій [Heller, Liu, 1984; Kukla et al., 1988; Liu et al., 1993a, 1993b; Meng et al., 1997 та ін.].

Магнітні властивості лесово-грунтових відкладів залежать від складу, кількості і розмірів зерен магнітних мінералів. Магнітні мінерали осадових порід – це в основному оксиди, гідроксиди, сульфідні Fe. Найбільш розповсюдженими серед них є магнетит (Fe_3O_4), гематит ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), маггеміт ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) – оксиди заліза; гетит ($\alpha\text{-FeOOH}$) – гідроксид заліза; пірротин (Fe_7S_8), грейгіт (Fe_3S_4) – сульфідні заліза. Крім цього, важливу роль відіграють тверді розчини оксидів заліза – титаномангнети, титаноманггеміти, гемоільменіти, а також немагнітні мінерали, що містять залізо й активно беруть участь в утворенні і перетворенні магнітних мінералів осадових порід: гідрогетит ($\text{FeOOH}\cdot n\text{H}_2\text{O}$), лепідокрокит ($\gamma\text{-FeOOH}$), акагеніт ($\beta\text{-FeOOH}$); ферригідрит ($5\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 9\text{H}_2\text{O}$) [Третяк, 1983; Evans, Heller, 2003]. При невеликих концентраціях ферромагнетиків істотний вклад в магнітні властивості лесів і палеоґрунтів вносять парамагнітні мінерали.

Склад магнітної фракції субаеральних лесово-грунтових відкладів на земній кулі приблизно однаковий. Серед магнітних мінералів переважають магнетит (титаномангнетит), маггеміт, гематит, часто до складу входить гетит, який важко відрізнити від гематиту магнітними методами. Однак при дуже схожому складі магнітних фракцій лесово-грунтових послідовностей їх магнітні властивості досить сильно відрізняються у різних районах земної кулі, що можна пояснити наступним.

Манітні мінерали, що містяться у лесово-грунтових відкладах, потрапляють туди двома основними шляхами [Evans, Heller, 2003]:

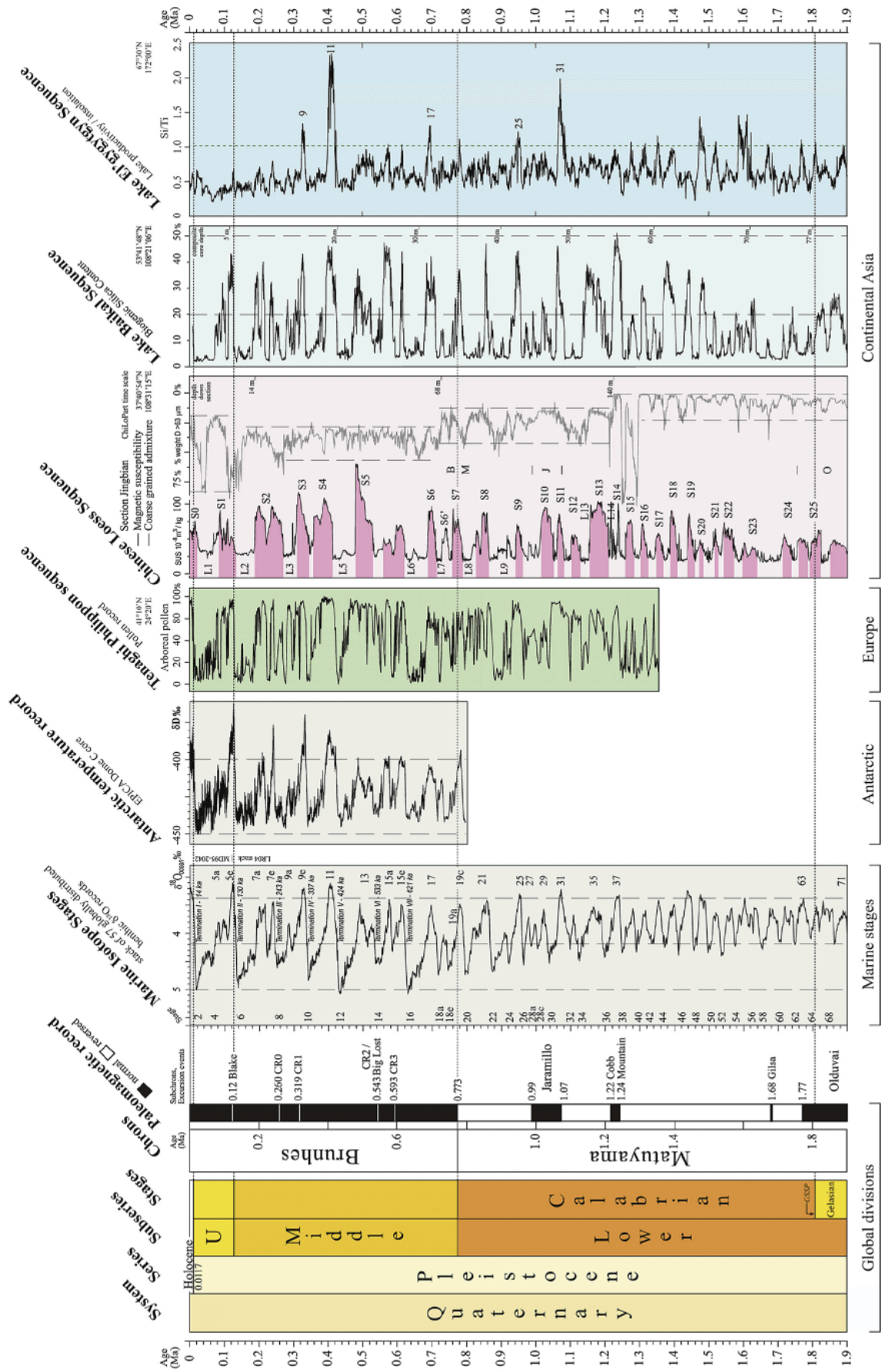


Рис. 1.2. Хроностратиграфічна кореляційна схема для останніх 1,9 млн р. [Head, Gibbard, 2015].

1) *теригенні* магнітні мінерали, що утворилися в будь-яких (магматичних, метаморфічних, осадових) породах, а потім зазнавали вивітрювання і у складі вивітреного уламкового матеріалу привнесені еоловим шляхом;

2) *аутигенні* магнітні мінерали, що сформувалися чи перетворилися на місці, *in situ*, під дією хімічних, біохімічних і біологічних процесів.

Теригенні мінерали можуть бути місцевого походження з матеріалу, що утворився перевіюванням, еоловою переробкою найближчих виходів будь-якого типу. Віддаленим джерелом теригенних матеріалів може бути еоловий пил, що приноситься з далеких відстаней з крупних областей розвіювання (пустелі та напівпустелі). Таким чином, склад, концентрація, розміри і форма зерен теригенних магнітних мінералів дає інформацію про джерела зносу, дальності і способах транспортування уламкового матеріалу.

На думку авторів [Maher, Taylor, 1988; Maher et al., 2003], процеси в ґрунтах, які призводять до утворення основних аутигенних мінералів (магнітних – магнетит, маггеміт, гематит, гетит, парамагнітних, які швидко переходять у магнітні – ферригідрит, лепідокротит) включають хімічні, біохімічні і біологічні процеси: розчинення, окиснення, відновлення, гідроліз, гідратацію, дегідратацію, термальні перетворення, розпад органіки і біосинтез.

Різниця у магнітних характеристиках лесів і викопних ґрунтів у різних регіонах пояснюється різним відношенням основних магнітних мінералів, їх різною концентрацією, різним відношенням між терригенною і педогенною фракціями, і варіаціями у розмірах магнітних зерен [Evans, Heller, 2003; Deng et al., 2004; Матасова, 2006].

Наприклад, у відкладах КЛП характерне для верхніх горизонтів палеоґрунтів підвищення магнітної сприйнятливості, в середньому, в 3-4 рази в порівнянні з лесовими товщами пояснюється утворенням аутигенних тонкозернистих магнітних мінералів, в основному магнетиту і маггеміту з розмірами зерен 0,001 – 0,5 мкм (суперпарамагнітних (СПМ, або SPM) і

однодоменних (ОД, або SD)) в результаті інтенсивного педогенезу при значному впливі теплоти та вологи в теплі кліматичні періоди [Hus, Han, 1991; Banerjee et al., 1993; Evans, Heller, 2003 та ін.]. За розміром магнітного зерна лесово-грунтові відклади «китайського» типу дрібнозернисті, магнітна фракція складається переважно з дрібних псевдооднодоменних (ПОД, або PSD) зерен. Носієм магнітного «сигналу» є глиниста фракція, що підтверджує «педогенний» механізм утворення магнітних властивостей.

Стадійність ґрунтоутворювальних процесів, що призводять до збагачення ґрунтів новими магнітними мінералами підтверджується і підвищеними значеннями частотно-залежного $FD_{\%}$ -фактора, що є відношенням різниці значень магнітної сприйнятливості, виміряної на низькій і високій частоті змінного магнітного поля, до величини низькочастотної сприйнятливості, або частотно-залежній магнітній сприйнятливості χ_{FD} . Ці показники ($FD_{\%}$, χ_{FD}) фіксують наявність магнітних мінералів з розміром зерна в діапазоні переходу від ОД до СПМ ($<0,03$ мк) [Dunlop, 2002; Maher, Taylor, 1988; Dealing et al., 1996 та ін.]. У першому наближенні кількість СПМ-зерен (а відповідно і параметр $FD_{\%}$) може слугувати оцінкою ступеня розвитку викопних ґрунтів [Zhou et al., 1990; Liu et al., 1993a; Zhu et al., 1995 та ін.]. Така картина зміни двох типів магнітної сприйнятливості характерна для лесово-грунтових послідовностей китайського типу і є відображенням «китайського» (або «педогенного») механізму «запису» палеокліматичного сигналу в магнітних властивостях лесів і палеоґрунтів. Окрім КЛП такий тип реєстрації коливань клімату поширений в європейських, середньоазіатських, африканських лесово-грунтових відкладах [Матасова, 2006].

На відміну від китайського типу, у лесово-грунтових серіях Аляски виявлені підвищені значення магнітної сприйнятливості в лесових товщах і знижені в 2-4 рази у викопних ґрунтах [Beget et al., 1990]. $FD_{\%}$ -фактор має невисокі значення (менше 2%) в усіх відкладах незалежно від літології [Vlag et al., 1999]. Така поведінка магнітної сприйнятливості пояснюється

інтенсивною діяльністю вітру в холодні і сухі періоди, що приносить велику кількість теригенних магнітних мінералів у складі вивіреного уламкового матеріалу, з якого утворюються лесові товщі. У період глобальних потеплінь вологі та недостатньо теплі умови не сприяли інтенсивному педогенезу, внаслідок чого $FD_{\%}$ фіксує відсутність (або дуже малу кількість) педогенних магнітних мінералів. Цей тип палеокліматичного «запису» названий моделлю «Аляски» (або «вітровою») і зустрічається, окрім Аляски, у внутрішньоконтинентальних лесах Північної Америки [Hayward, Lowell, 1993] і Середнього Сибіру [Chlachula et al., 1997, 1998; Matasova, Kazansky, 2004]. Лесово-грунтові відклади Аляски крупнозернисті за розміром магнітного зерна, їх доменний стан псевдоодномоменний (ПОД) і багатодомений (БД, або MD). Магнітні властивості лесів аляскінського типу залежать від складу крупноалевритової і піщаної фракцій, що підкреслює головну роль еолової діяльності у формуванні цих відкладів [Матасова, 2006].

Також зустрічаються лесово-грунтові відклади, які за зміною магнітних властивостей не можна віднести ні до типу «Аляски», ні до «китайського». Зміни петромагнітних характеристик за глибиною в даному випадку не відбивають літологію розрізу: як лесові товщі, так і викопні ґрунти характеризуються підвищеними чи зниженими значеннями χ і $FD_{\%}$. До такого типу з відсутністю закономірностей в змінах магнітних параметрів відносяться лесово-грунтові відклади Польщі [Nawrocki et al., 1996], Західної України [Nawrocki et al., 1996, 1999, 2002], Аргентини [Bidegain et al., 2005], Пакистану [Akram et al., 1998], Сибіру [Матасова, 2006].

Дослідження палеогеографічного середовища за допомогою петромагнітних і палеомагнітних методів базується на інформації, яку відображають властивості магнітних мінералів у гірських породах під час та після їх утворення. Діагностика магнітних мінералів за допомогою магнітних методів удосконалюється на протязі останніх десятиліть. Для розпізнавання магнітних мінералів використовується комплекс магнітних методів, що

включає дослідження їх поведінки при різних температурах (як при високих, так і при мінусових температурах), при впливі постійних та змінних полів, комбінацією температурних досліджень з впливом різних магнітних полів. На додаток до магнітних методів часто застосовуються оптичні, електронно-мікроскопічні, рентгенівські, Мессбаурівська спектроскопія.

1.2. Актуальні проблеми магніостратиграфії плейстоцену

1.2.1. Становлення магніостратиграфії

На протязі останніх 50-ти років для вирішення проблем палеогеографічних і стратиграфічних реконструкцій осадових товщ широко застосовується палеомагнітний метод. Використання палеомагнітного методу у стратиграфії базується на тому фундаментальному факті, що у ході геологічної історії магнітне поле Землі багаторазово змінювало свою полярність, причому обертання геомагнітного поля відбувалося за відносно невеликий час і одночасно по всій земній кулі. Межі зміни полярності мають бути синхронними у глобальному масштабі, як і гірські породи, що мають однакові напрямки векторів залишкової намагніченості.

Теоретична сторона палеомагнітних досліджень у їх початковий період не привертала значної уваги, проте досягнення сучасної геофізики змусили по-новому оцінити перспективи палеомагнетизму у стратиграфії. Магнітохронологічна шкала А. Кокса, шкала лінійних магнітних аномалій і перші макети палеомагнітної шкали показали глобальні можливості нового методу і його здатність до вирішення фундаментальних геологічних проблем.

У процесі розвитку палеомагнітна стратиграфія (магніостратиграфія) трансформувалася у самостійну дисципліну зі своєю методологічною базою і проблематикою. Становлення й розвиток магніостратиграфії були визначені відкриттям і виділенням у якості об'єкта вивчення палеомагнітних характеристик товщ гірських порід з їх поділом на природні шарові асоціації

– магнітозони. Оцінювання магнітозон на тлі просторово-часових відношень складає сутність палеомагнітних стратиграфічних досліджень.

Безпосереднім предметом палеомагнітного вивчення є вектори природної залишкової намагніченості гірських порід, на основі котрих виділяються палеомагнітні підрозділи та їх межі. До того ж магніостратиграфія володіє власним методом, що базується на уявленні про планетарний процес розвитку головного магнітного поля як частини загальної еволюції Землі [Бахмутов, 2007].

За допомогою магнітної зональності можна підрозділяти й корелювати на локальних ділянках літологічно однорідні товщі. Точний вік порід при цьому може залишитися проблематичним, але просторово-часові відношення окремих частин стратиграфічного розділу за допомогою палеомагнітного методу виявляються досить впевнено. Суто палеомагнітне датування порід можливе на рівні систем, рідше відділів, за характерним «малюнком» магнітної зональності.

Однозначне визначення магніостратиграфії навряд чи можливе, адже ця дисципліна займає проміжне положення між геологією і геофізикою. У вирішенні прямої задачі – вивченні історії головного геомагнітного поля – вона тісно пов'язана з палеомагнітологією і розглядається як її найважливіший розділ. У вирішенні оберненої задачі магніостратиграфія переслідує ту ж мету, що і класична стратиграфія – дослідження взаємовідношень гірських порід у просторі і часі. Тобто *магніостратиграфія* – це розділ стратиграфії, який виявляє просторово-часові відношення шарів гірських порід за їх магнітними характеристиками. Під *магніостратиграфічною шкалою* слід розуміти бінарну шкалу магнітної полярності, що включає інверсії і магнітозони у їх хронологічній (стратиграфічній) послідовності [Бахмутов, 2007].

Магнітозони виділяються не лише на базі загальних підрозділів, але і на основі регіональних та місцевих одиниць. В останньому випадку вони пізнаються лише в межах обмежених територій, почасти не прив'язуються до

стандартної шкали й використовуються при місцевих або регіональних побудовах.

При оцінюванні геологічних можливостей палеомагнетизму найбільш актуальними є три групи питань, пов'язаних з проблемою формування сучасної стратиграфічної бази для пошуково-зйомних робіт [Бахмутов, 2007]:

- 1) розробка регіональних та місцевих магніостратиграфічних схем;
- 2) принципи використання палеомагнітних даних при геологічній зйомці;
- 3) вирішення конкретних стратиграфічних задач за допомогою палеомагнітних характеристик гірських порід.

Залучення для вирішення цих задач палеомагнітного методу у 1970-х роках і наступні інтенсивні дослідження субаеральних відкладів плейстоцену України, у першу чергу скеровані на побудову магніостратиграфічної шкали, здавалося б, дадуть відповіді на багато питань. Проте слід визнати, що і зараз існують суперечливі тлумачення і стратиграфічних, і магніостратиграфічних схем.

Упорядкування прикладних палеомагнітних досліджень шляхом постійної і регламентованої єдиними правилами роботи зі складання і офіційного затвердження регіональних і місцевих схем дозволили у 80-х роках представити результати палеомагнітних досліджень відкладів кайнозою для території України [Третьяк, Вигилянская, 1994]. Проте вже як два останні десятиліття очевидно, що існують цілком суперечливі тлумачення як стратиграфічних, так і магніостратиграфічних схем, особливо у питанні зіставлення середнього плейстоцену.

Показовою у цьому відношенні є стратиграфічна прив'язка границі Матуяма-Брюнес – ключового палеомагнітного репера, який розміщений на межі між середнім плейстоценом і калабрійським ярусом нижнього плейстоцену. Ідентифікація інверсії Матуяма-Брюнес дозволяє корелювати розрізи незалежно від існуючих стратиграфічних схем. Вік цієї границі складає близько 780 тис. років [Таухе et al., 1996; Бахмутов, 2007].

1.2.2. Сучасні уявлення про епоху прямої полярної Брюнес

Мабуть, жодна проблема, пов'язана із магніостратиграфією, не є настільки дискусійною, як встановлення кількості епізодів оберненої полярності в епосі Брюнес. Екскурси доповнюють наші уявлення про коливання геомагнітного поля і про процеси, що відбуваються у зовнішній частині ядра. Вони, як хронологічні і стратиграфічні репери, знаходять широке застосування у різних областях наук про Землю: в стратиграфії і геохронології, седиментології і тектоніці, у палеонтології і кліматології тощо.

Існують різні трактування поняття екскурс. Згідно з [Петрова и др., 1992] екскурс – це короткочасна зміна геомагнітного поля, амплітуда якого не менше, ніж у 3 рази перевищує рівень вікових варіацій для даного проміжку часу, а обернена полярність, якщо вона досягається, нестійка, тобто охоплює менший період, ніж власний період динамо механізму. Екскурси не неперервні, не синусоїдальні, не гармонічні і представляють собою коливання у вигляді короткочасних викидів (імпульсні коливання), котрі змінюються стаціонарним полем вікових варіацій.

У роботі [Merrill et al., 1996] під терміном геомагнітна екскурсія (geomagnetic excursion) розуміється відхилення напрямку геомагнітного поля від свого середнього значення для даної місцевості, коли розрахований віртуальний геомагнітний полюс (VGP) відхиляється від географічного полюса більш, ніж на 45° , проте це не пов'язано з інверсією геомагнітного поля. Іноді буває важко визначити, чи відбулася екскурсія, оскільки в історії геомагнітного поля також відомі неодноразові короткі інтервали зміни полярності, що визначаються як події оберненої (reversal events) тривалістю близько 10^5 років.

Кількість екскурсів у епосі Брюнес у різних авторів коливається від 8-10 і більше [Harrison, 1974; Гурарий и др., 1983; Champion et al., 1988; Третьак и др., 1989; Petrova, Pospelova, 1990; Петрова и др., 1992; Шкатова, 1998; Lund et al., 2001, 2005], у тому числі від 7-8 за останні 130-200 тис. років [Lovlie, 1989] до 4-5 [Verosub, 1982; Nowaczyk et al., 1994; Opdyke, Channell, 1996;

Nowaczyk, Antonow, 1997] і менше, аж до їх повного заперечення [Линькова, 1984]. Екскурси зафіксовані в основному у морських глибоководних осадах і в озерних відкладах, проте наявні також «записи» в лавових потоках і на деяких археологічних об'єктах.

Однією із найбільш відомих робіт є [Champion et al., 1988], у якій синтезовані уявлення про зміни полярності (або субхрони) усередині хрона Брюнес, з віковими прив'язками, отриманими за виверженими породами. Авторами виділено 8 субхронів (Lashamp, Blake, Jamaica, Levantine, Biwa III, Emperior, Big Lost, Delta), а також ряд подій, котрі через проблеми вікової прив'язки можуть бути віднесені до того чи іншого з перерахованих субхронів (див. [Champion et al., 1988], рис. 6). Це є наслідком визначення віку калій-аргоновим методом, який має похибки до 20%.

У роботі [Langeris et al., 1997] у хроні Брюнес виділено 11 екскурсів, із яких 6, на думку авторів, виділені найбільш надійно і є глобальними подіями. Для вікових прив'язок автори використовували ізотопно-кисневі прив'язки по планктонним форамініферам і дані астрохронології.

Тринадцять екскурсів у епосі Брюнес виділяють автори в [Knudsen et al., 2003]. У роботі [Кравчинский и др., 1988] на основі аналізу детальних палеомагнітних досліджень кернів донних відкладів озера Байкал авторами був визначений 21 еккурс. У роботі [Поспелова, 2004], що узагальнює дані різних авторів по більш ніж 300 екскурсам у хроні Брюнес, як найбільш надійно виділено 17 епізодів. Можна привести ще багато праць з авторськими узагальненнями (див., наприклад, [Большаков, 2007]), але у цілому це не змінює загальної картини.

Усі перераховані роботи по екскурсам були отримані за результатами визначень кутових елементів геомагнітного поля. Але також є значна кількість робіт, у яких автори оперують величинами віртуально аксіального дипольного магнітного моменту Землі і зіставляють екскурси з мінімумами кривої палеонапруженості геомагнітного поля. Критичний огляд цих робіт виконано в [Большаков, 2007] і не можна не погодитися з автором, що вказує

на недоліки у вивченні екскурсів хрона Брюнес: 1) відсутність характерних особливостей «запису» екскурсів, що необхідно для їх ідентифікації; 2) неточність їх датування; 3) недоліки статистичного підґрунтя глобальності екскурсів; 4) недоліки обґрунтування геомагнітної природи палеомагнітних аномалій, що інтерпретуються як геомагнітні екскурси. Звідси і слідує різна кількість екскурсів і різні їхні назви, а також відмінності у їх стратиграфічному (хронологічному) положенні у різних авторів.

У табл. 1.1 приведені узагальнені дані із вказаних вище джерел, а також матеріали з [Поспелова, 2004] та [Langereis et al., 1997], що у цілому відображають сучасні уявлення про екскурси епохи Брюнес.

Пояснення феномену екскурсів можна об'єднати у дві групи: вони є або віковими варіаціями аномально значної амплітуди, або невдалими інверсіями геомагнітного поля.

Окремо слід зупинитися на особливостях «запису» екскурсів в субаеральних відкладах. Тут основною проблемою є затримка палеомагнітного «запису», що характеризується глибиною фіксації (lock in depth) намагніченості у лесово-грунтових товщах. Затримка пояснюється тим, що вторинні процеси намагнічування (постседиментаційні, хімічні, в'язкі), пов'язані зазвичай із процесами педогенезу, зміщують палеомагнітний «запис» униз по розрізу, і відбувається як його здавнішання, так і згладжування (спотворення) «запису» (див., наприклад, [Большаков, 1995, 2004]). При значній глибині фіксації (перші метри) згідно з запропонованою В. А. Большаковим схемою, варіації напрямку намагніченості, що відображають зміни магнітного поля, повинні бути суттєво згладжені або взагалі зникнути. Можливість такого впливу на палеомагнітний «запис» показана на прикладі вивчення геомагнітних екскурсів [Fang et al., 1997; Zhu et al., 1994, 2007; Sun et al., 2013], «запис» яких спотворювався чи здавнішав у зонах розвинутого педогенезу. Тим не менше, різкі зміни вектора залишкової намагніченості у «записах» екскурсів, знайдені у лесових горизонтах [Zhu et al., 1994; Sun et al., 2013], а також визначення вікових

геомагнітних варіацій [Evans, Heller, 2001], вказує на значно меншу глибину фіксації для лесів, у порівнянні з ґрунтами .

Табл. 1.1. Сучасні уявлення про структуру геомагнітної епохи Брюнес в інтерпретації авторів [Бахмутов, Главацкий, 2016]

Геомагнітний епізод за [Langereis et al., 1997], вік (тис. р. тому)	Геомагнітний епізод за [Champion et al., 1988], вік (тис. р. тому)	Геомагнітний епізод за [Поспелова, 2004], вік (тис. р. тому)
		Етрусія (2.8)
		Соловки (6.0)
		Гетенбург (13)
Laschamp (40-45)	LASCHAMP (40-45)	Каргаполово (45)
Norwegian-Greenland Sea (70-80)		Хаджимус (80)
Blake (110-120)	BLAKE (110-120)	Блейк (128)
Albuquerque/Fram Strait (155-165)	Laguna Datong	
Jamaica/Pringle Falls (205-215)	JAMAICA (180)	Ямайка (180)
	Biwa I	Біва I (220)
	Albuquerque	
	Old Crow	
Fram Strait/CRO? (255-265)		Дніпро (270)
Calabrian Ridge 1 (315-325)	Levantine (280-290)	
Levantine (360-370)	Biwa II, Alpha, Saala-Dnieper	Біва II (300)
	Chegan, Paoha, Summer Lake	
	BIWA III (380-390)	Біва III (370)
	Beta, Kikhvin	Н. Коропець (410)
	Kasuri	
Unknown? (400-420)	Emperior (450-460)	Слуніно-V, Емперор (460)
Calabrian Ridge 2 / West Eifel (515-525)	Elster II - Dainav	
Emperor/Big Lost/Cr3 (560-570)	BIG LOST (560-570)	Слуніно-VI (560)
	Gamma	Слуніно-VII, Уреки-VII (620)
	Humboldt River	
	Delta (640)	
	Lishi	Слуніно-VIII (710)
Границя Матугама – Брюнес (778)		

Примітка: Екскурси, які автори [Langereis et al., 1997] вважають добре датованими і глобальними, виділено жирним шрифтом; прописними літерами в [Champion et al., 1988] наведено бажані назви найбільш достовірно встановлених субхронів; жирним шрифтом в колонці з даними [Поспелова, 2004] показано найбільш надійно встановлені екскурси глобального масштабу.

В недавній узагальнюючій роботі про магніостратиграфію лесових розрізів Китаю [Liu et al., 2015] здійснений огляд майже 40-літніх палеомагнітних і петромагнітних даних і зроблена спроба кореляції континентальних палеокліматичних (на основі петромагнітних даних) «записів» із результатами, отриманими для глибоководних відкладів. Незважаючи на детальні дослідження десятків розрізів лесово-грунтових товщ, автори [Liu et al., 2015] відзначають, що окрім границі Матуяма-Брюнес, стратиграфічне положення інших геомагнітних епізодів (екскурсів) встановлено ненадійно і потребує уточнення. Проте й аналіз місцезоташування границі Матуяма-Брюнес на стратиграфічних шкалах лесово-грунтових розрізів вказує на її «плаваючу» приуроченість то до ґрунтових горизонтів, то до лесових [Бахмутов, Главацкий, 2016].

1.2.3. Границя Матуяма-Брюнес та її ідентифікація в субаеральних відкладах

Границя (а точніше, перехідна зона) між епохою оберненої полярності геомагнітного поля Матуяма і епохою прямої полярності Брюнес вважається ключовим магніостратиграфічним репером плейстоцену.

Вік границі Матуяма-Брюнес, визначений у вивержених породах, складає близько 780 тис. років, а в осадових відкладах її положення порівнюється з біостратиграфічними підрозділами, виділеними у глибоководних і континентальних осадах. За ізотопно-кисневою шкалою ця межа потрапляє у 19-ту міжльодовикову ізотопно-кисневу стадію глибоководних осадів MIS19 (Marine oxygen isotope stage 19) [Shackleton, Opdyke, 1973; Tauxe et al., 1996]. Методами орбітальної корекції [Hays et al., 1976; Shackleton et al., 1990; Bassion et al., 1994] вік границі неодноразово уточнюється і зараз він знаходиться в рамках 775-780 тис. років тому.

Прагнення якомога більш точно визначити положення границі Матуяма-Брюнес у відкладах різного генезису зумовлено бажанням отримати єдиний ізохронний репер, який можна використовувати для глобальної кореляції

плейстоцену у світовому масштабі, а також для детальної корекції палеокліматичних «записів» різних регіонів. Однак неповнота геологічного літопису і фрагментарність плейстоценових розрізів, формування різноманітних відкладів у різних кліматичних умовах (зледеніння-міжльодовиків'я), спотворення палеомагнітного «запису» у процесі педогенезу і, як наслідок, формування метакронної намагніченості призвело до протиріч у визначенні границі Матуяма-Брюнес, і перш за все в континентальних відкладах.

У багатьох дослідженнях, присвячених магнетизму євразійських лесово-грунтових товщ, відзначається «плаваюче» положення цієї границі, обумовлене процесами намагнічування і затримкою фіксації напрямку залишкової намагніченості у породі. Ймовірно, саме у зв'язку з цим положення межі Матуяма-Брюнес у лесово-грунтових товщах Центральної Європи визначалося як в інтергляціальних палеогрунтах (в Угорщині [Pecsi et al., 1995], Чехії [Kukla, 1975; Forster et al., 1996], Польщі [Nawrocki et al., 2002]), так і в лесах (Австрія [Fink, Kukla, 1977], Болгарія [Hus et al., 1997], Україна [Tsatskin et al., 1998]). Показовими у цьому відношенні є праці про лесово-грунтові серії розрізів Китаю. Тут, починаючи практично із перших робіт, питання, де, в якому лесовому чи ґрунтовому горизонті проходить межа Матуяма-Брюнес, є ключовим і досі дискусійним. Автори публікацій [Heller, Liu, 1982, 1984] визначили її положення в палеогрунті ПП8, що відповідало ізотопно-кисневій кліматостратиграфії.

Однак у подальших дослідженнях було показано, що границя Матуяма-Брюнес у розрізах лесового плато Китаю проходить здебільшого стратиграфічно вище, на рівні лесу Л8 [Liu, 1985, Rolph et al., 1989; Liu et al., 1991; Spassov et al., 2001; Zheng et al., 1992; Zhu et al., 1994]. Звідси виникає протиріччя, оскільки накопичення лесових товщ приурочують до епох зледенінь, у той час як в глибоководних осадах границя Матуяма-Брюнес зафіксована усередині міжльодовикової стадії MIS19 ([Forster, Heller, 1994; Tauxe et al., 1996]).

Таку розбіжність можна пояснити затримкою (здавнішанням) палеомагнітного «запису», що характеризується глибиною фіксації (lock in depth) намагніченості внаслідок вторинних процесів намагнічування, які зміщують палеомагнітний «запис» униз по розрізу, тим самим роблячи її давнішою (див., наприклад, [Большаков, 1995, 1999]). У припущенні, що глибина фіксації може досягати 1-3 метрів (що в часі рівнозначно здавнішанням палеомагнітного «запису» на 10-30 тис. років), наявність такої затримки дозволяло природньо змістити границю Матуяма-Брюнес у вищезалягаючий по відношенню до лесу Л8 палеоґрунт ПП7. Проте в публікації [Большаков, 2004] були висунуті обґрунтовані застереження з приводу надто великої глибини фіксації намагніченості в лесі. Пізніше в інших працях [Wang et al., 2006; Liu et al., 2008; Jin, Liu, 2011] було показано, що, принаймні, у лесі, де проходить межа Матуяма-Брюнес, глибина фіксації може бути суттєво більшою.

З метою вирішення кліматостратиграфічного протиріччя положення границі Матуяма-Брюнес різні дослідники знову стали розглядати можливість її суміщення з ПП8, на що вказувалося у [Heller, Liu, 1982, 1984]. У праці [Wang et al., 2006] границя Матуяма-Брюнес, як виявилось, проходить в ґрунтовому горизонті. Це дало можливість авторам стверджувати, що невідповідність у положенні цієї межі у розрізах лесового плато Китаю пов'язана з регіональною і/або місцевою кліматичною мінливістю. Можна вказати ще ряд публікацій відносно цього протиріччя, у тому числі одну із недавніх, де зазначається, що перехідна зона Матуяма-Брюнес локалізується вздовж педостратиграфічного і кліматостратиграфічного переходу між ПП8 і Л8 ([Liu et al., 2015; Jin, Liu, 2011]).

Не можна не звернути увагу на подальшу деталізацію досліджень, у першу чергу на дослідження перехідної зони інверсії Матуяма-Брюнес. У роботі [Jin, Liu, 2010] вивчався запис перехідної зони за 10 паралельними профілями, складеними за зразками, відібраними у розрізі Лочуань майже суцільним відбором. Проте зміни напрямку характеристичної компоненти

намагніченості у профілях відрізняються, демонструючи від однієї до трьох інверсій. Відсутність стабільного запису перехідної зони може бути пов'язано зі значним зменшенням величини дипольного магнітного моменту під час інверсії, так і з особливостями намагнічування лесів і ґрунтів у такому «слабкому» геомагнітному полі.

У роботі [Большаков, 2004] для вирішення цього кліматостратиграфічного протиріччя пропонується за результатами аналізу положення межі Матуяма-Брюнес дві гіпотези. Згідно із першою, здавнішання її положення може бути пов'язано із впливом вторинних процесів намагнічування на палеомагнітний «запис». Останні можуть визначати різні види залишкової намагніченості (постдетритову, (біо)хімічну) і їх характеристики у залежності від властивостей осаду (літолого-мінералогічного складу, пористості, вологості і т.п.), котрі, у свою чергу, визначаються місцевими кліматичними, геохімічними й геоморфологічними умовами. Під характеристиками намагніченості мається на увазі її величина, стабільність по відношенню до різних методів розмагнічування, глибина фіксації, інтервал часу згладжування палеомагнітного «запису». Друга гіпотеза пов'язує протиріччя не з особливостями магнітного «запису», а з особливостями палеокліматичної інтерпретації умов формування горизонтів лесів і ґрунтів у різних регіонах. Пропонується звернути увагу на непопулярну точку зору, що леси в окремих регіонах могли формуватися у деякі періоди часу у міжльодовикових умовах.

Таким чином, проблема кліматостратиграфічного положення межі Матуяма-Брюнес у розрізах Китайського лесового плато однозначно досі не вирішена: у різних реперних розрізах положення границі встановлюється або у лесі Л8, або у ґрунті ПП8, або ж у перехідній зоні ПП8-Л8. І як було зазначено вище, ця проблема залишається актуальною і для розрізів інших регіонів, у тому числі для України [Бахмутов, Главацкий, 2016].

1.3. Стратиграфічні схеми четвертинної системи України та їх протириччя

Україна – типовий район розповсюдження лесів, які відслонюються у розрізах потужністю навіть до 60 м, що значно більше від потужності західніших розрізів у Європі. Лесово-грунтова серія займає близько 70% площі України (рис. 1.3) і включає в себе стратиграфічно повну послідовність верхнього і середнього плейстоцену [Gozhik, Gerasimenko, 2011]. Поширення лесових порід на території України, їх унікальна потужність і доступність зумовили їх поглиблене вивчення, їм присвячено величезну кількість публікацій, особливо зі стратиграфічного розчленування лесової формації.

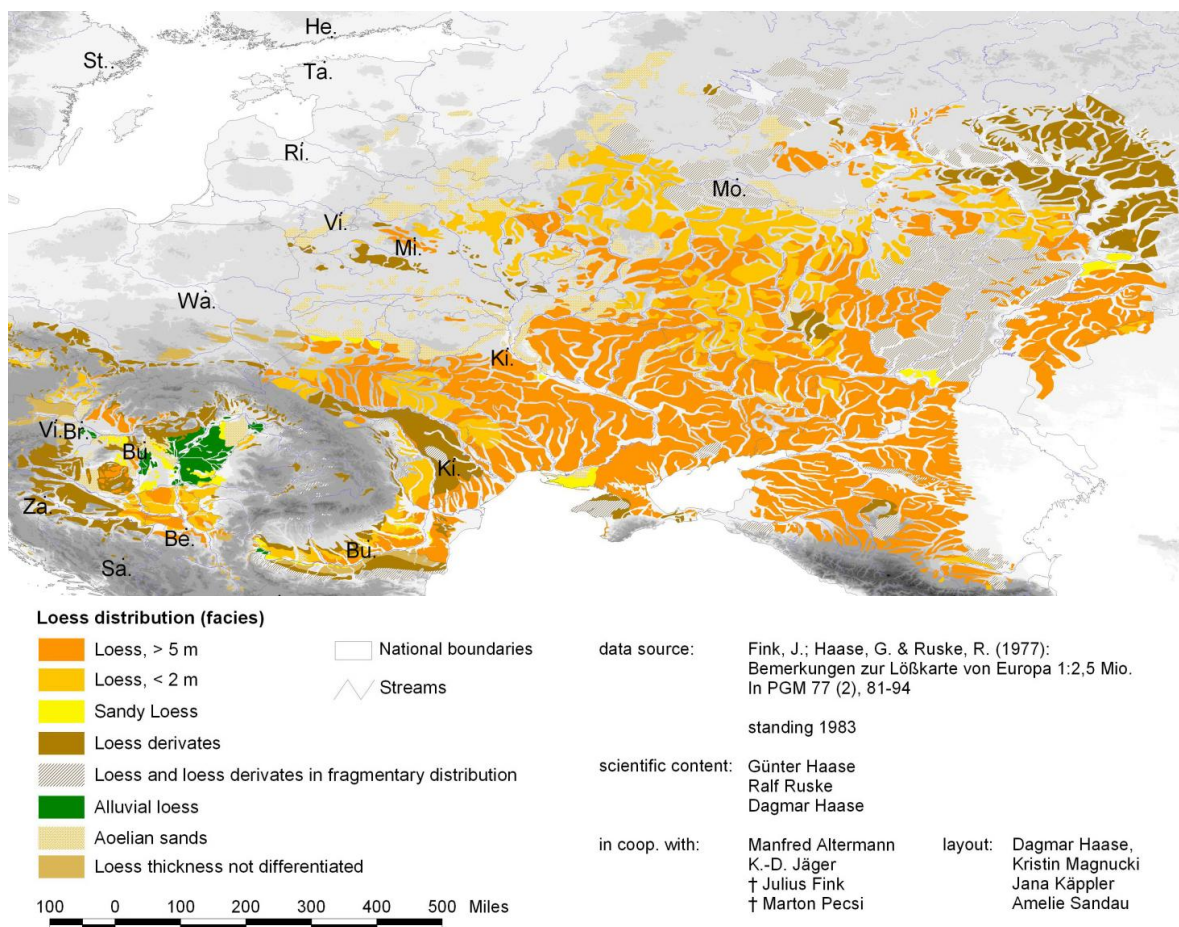


Рис. 1.3. Карта лесового покриття Центрально-Східної Європи [Haase et al., 2007].

Історію стратиграфічних досліджень всебічно висвітлено в [Гожик, 2013].

Перша спроба розчленування лесової товщі виконана О. Набоких (1915) [Набоких, 1915], який виділив три горизонти лесів, розділених двома похованими ґрунтами. Зіставлення їх з етапністю кліматичних змін, зокрема зледеніннями і міжльодовиків'ями, було суперечливим. Горизонти лесів зіставляли з міжльодовиків'ями такі знакові постаті в геологічній науці початку ХХ ст., як В. Ласкарев та Г. Мірчинк. Д. Соболев вважав, що вони утворились у часи зледенінь. Його аргументація базувалась на факті заміщення дніпровської морени в перигляціалній зоні горизонтом однойменного лесу [Гожик, 2013].

Визначальними ж у цій дискусії були дослідження В. Крокоса [Крокос, 1926, 1927] у 1926-1927 рр., який запропонував схему розчленування і кореляції лесової товщі України. Ним було виділено 5 горизонтів лесів (бузький, удайський, дніпровський, тилігульський, сульський), розділених похованими ґрунтами (удайсько-бузьким, дніпровсько-удайським, тилігульсько-дніпровським, сульсько-тилігульським). Це була перша в Європі схема розчленування лесової формації, яка швидко ввійшла в практику геологічних досліджень в Україні. Досліджуючи положення морени дніпровського зледеніння в розрізах лесів Середнього Придніпров'я, він прийшов до висновку, що формування дніпровського лесу відбувалось в другій половині трансгресивної фази, стаціонарного положення краю льодовика і першій половині його деградації. Таким чином, він корелював періоди утворення лесів з епохами зледенінь, зокрема в Альпах, а похованих ґрунтів – із міжльодовиків'ями [Гожик, 2013].

Г.-Л. Ф. Лунгерсгаузен [Лунгерсгаузен, 1934] у 1934 р. виділив ще один горизонт лесу – орельський, який залягає під дніпровським лесом і над тилігульсько-дніпровським похованим ґрунтом [Гожик, 2013].

О. Москвітін у своїх дослідженнях Прилуцького району описав ґрунтові верстви над льодовиковими відкладами дніпровського зледеніння, які М. Ф. Веклич зіставив із кайдацьким похованим ґрунтом [Гожик, 2013].

Бурхливий розвиток геологічних і геодезичних робіт у другій половині ХХ ст., виконання тематичних досліджень в зв'язку із проблемами зрошення півдня України сприяли поглибленому вивченню лесової формації. Як наслідок, у 1965 р. в журналі «Советская геология» було опубліковано удосконалену стратиграфічну схему, запропоновану М. Ф. Векlichem. В ній збереглись горизонти лесів В. Крокоса і виділено нові (приазовський, тясминський, причорноморський), а також додаткові поховані ґрунти в плейстоцені (дофінівський, кайдацький, потягайлівський) та еоплейстоцені (широкінський, крижанівський). Крім цього, ним було названо поховані ґрунти В. Крокоса за назвою населеного пункту, біля якого вони найбільш повно представлені. Виділені М. Ф. Векlichem горизонти лесів і похованих ґрунтів досліджувались на опорних розрізах комплексом методів у кожному регіоні, що слугувало прийняттям схеми для геолого-зйомних робіт [Гожик, 2013]. У 1984 р. завершено розробку Регіональної стратиграфічної схеми четвертинних відкладів України [Веклич и др., 1984], яку затверджено Міжвідомчим стратиграфічним комітетом СРСР як регіональну складову загальної схеми стратиграфічного розчленування Європейської частини СРСР (див. табл. 1.2).

У 1972 р. А. Величко і Т. Морозова опублікували зведену схему стратиграфічних горизонтів лесової товщі Руської рівнини [Величко, Морозова, 1972]. У ній виділили три горизонти лесів в пізньому плейстоцені (лес I, лес II, лес III), брянський похований ґрунт, мезинський комплекс, дніпровський лес і чотири додніпровських ґрунти, розділених лесами, причому третій додніпровський зіставлено зі «скіфськими глинами». У схемі 1975 р. А. Величко [Величко, 1975] значно деталізує попередню схему і дає назви горизонтам лесів: алтинівський – лес III; деснінський – лес II; хотильовський – лес I; дніпровський, оржицький, хорольський, токмакський. Горизонт оглеєння (схема 1972 р.) названо трубчевським ґрунтом, мезинський комплекс розділено на дві фази – салинську і крутицьку, перший додніпровський ґрунт названо роменським, другий додніпровський –

сенжарським (з двома фазами). У наступній схемі [Величко и др., 1984] суттєво деталізовано розчленування середньо- і нижньоплейстоценової товщі лесів завдяки виділенню у кожній ланці по три похованих ґрунти міжльодовикових періодів [Гожик, 2013].

Табл. 1.2. Зведена стратиграфічна схема четвертинних відкладів України [Веклич и др., 1984; Матвіїшина та ін., 2010]

Система	Розділ	Ланка	Горизонт і його характеристика	Вік подошви, тис. років	
ЧЕТВЕРТИННА	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхня	Голоценовий (сучасний) ґрунт (Н)		
			Причорноморський лес (pc)	21	
			Дофінівський ґрунт (df)	50	
			Бузький лес (bg)	75	
			Витачівський ґрунт (vt)	90	
			Удайський лес (ud)	100	
			Прилуцький ґрунт (pl)	130	
			Середня	Тясмінський лес (ts)	170
				Кайдацький ґрунт (kd)	240
				Дніпровський лес (dn)	290
				Потягайлівський ґрунт (pt)	
				Орельський лес (or)	
			Нижня	Завадівський ґрунт (zv)	420
		Тилігульський лес (tl)		480	
		Лубенський ґрунт (lb)		640	
		Сульський лес (sl)		730	
		ЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхня	Мартоносський ґрунт (mr)	920
				Приазовський лес (pr)	1000
			Нижня	Широкінський ґрунт (sh)	1290
				Іллічівський лес (il)	1400
Крижанівський ґрунт (kr)	1610				
	Березанський лес (bz)	1900			

Табл. 1.3. Стратиграфічна схема лесово-грунтової серії Волино-Поділля
[Богуцький, 1986]

Система	Розділ	Ланка	Надгоризонт	Горизонти, їх номери	
ЧЕТВЕРТИНА	ГОЛОЦЕН	Сучасна		1	Сучасний ґрунт (Н)
	ПЛЕЙСТОЦЕН	Верхня	Волинський	2	Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів
				3	Дубнівський ґрунт (du)
				4	Нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів
				5	Горохівський викопний ґрунтовий комплекс (ho)
		Середня	Подільський	6	Верхній горизонт середньоплейстоценових лесів
				7	Коршівський викопний ґрунтовий комплекс (ko)
				8	Нижній горизонт середньо-плейстоценових лесів
				9	Луцький ґрунт (l)
		Нижня		10	Верхній горизонт нижньоплейстоценових лесів
				11	Сокальський ґрунт (so)
				12	Нижній горизонт нижньоплейстоценових лесів

Стратиграфічну схему лесово-грунтової формації Волино-Поділля і Передкарпаття розробив А. Б. Богуцький [Богуцький, 1986] (табл. 1.3). Разом зі співробітниками він детально розчленував лесово-грунтову серію низки опорних розрізів (Бояничі, Коршів, Горохів, Рівне, Торчин, Нововолинськ, Дубно, Басів Кут, Галич, Загвіздя та ін.), що дало змогу зіставити виділені горизонти з ланками плейстоцену інших регіональних схем. Було виділено сім ґрунтових комплексів, розділених лесами: дубнівський, горохівський, коршівський, луцький, сокальський, солотвин і загвіздя. Проте зіставлення цієї схеми зі схемами М. Веклича довгий час не надавалося.

У 1987 р. у роботі [Веклич, 1987] М. Ф. Векlichem було уточнено вікові межі стратиграфічних горизонтів зі схеми [Веклич и др., 1984], скорельовано їх з ізотопно-кисневими стадіями і деталізовано палеокліматичні реконструкції території України. Із 19-ою ізотопно-кисневою стадією (ІКС) скорельовано верхній мартоносський горизонт m_{r5} (табл. 1.4).

У 1994 р. опубліковано результати палеомагнітних досліджень А. Третьяка і Л. Вігілянської, де автори, дотримуючись традиційної схеми М. Ф. Веклича, представили сумарну регіональну магніостратиграфічну шкалу плейстоценових відкладів України, у якій границю Матуяма-Брюнес було проведено у широкінському горизонті [Третьяк, Вигилянская, 1994].

У 2001 р. вийшла робота колективу закордонних авторів [Tsatskin et al., 2001], де на основі палеомагнітних досліджень двох розрізів – Роксолани і Нова Етулія – було наведено нову педостратиграфічну схему Західного Причорномор'я і проведено її кореляцію з ізотопно-кисневою шкалою (рис. 1.4). Нова схема кардинально відрізняється від всіх попередніх, розроблених українськими дослідниками. Робота [Tsatskin et al., 2001] розглядається П. Ф. Гожиком як суперечлива українській стратиграфії [Гожик, 2013].

Границя Матуяма-Брюнес у вищезгаданих роботах проведена над товщею із 5-ти ґрунтів і 5-ти лесових горизонтів, які мають бути старшими за 780 тис. років, а така інтерпретація П. Ф. Гожиком виключається. Крім цього, виникає ще одна проблема – кореляція потужних горизонтів лесу. Верхній доведеться зіставити з дніпровським, а нижній – із донським. Випадатиме зі схеми лес часу окського зледеніння, а нижче границі Брюнес-Матуяма, яка в деяких інших розрізах встановлена в основі мартоносського педокомплексу, залягатиме приазовський лес і ще три достатньо потужних горизонти лесу до екскурсу Харамільйо (Jaramillo), чого не відмічалось в жодному із лесових розрізів України. Найпотужніший горизонт лесу буде не бузький, як нині прийнято, а дніпровський. Проблема виникає і під час кореляції похованих ґрунтів, що залягають на алювії. В алювії виявлені рештки ссавців пізньотаманського фауністичного комплексу. Якщо прийняти

інтерпретацію зіставлення верхнього ґрунту з брянським, тоді ґрунти на алювії тераси мають відноситись до широкінського і крижанівського горизонтів, що суперечить віку алювію [Гожик, 2013].

Зазначені протиріччя, на думку автора, можуть бути вирішені після повторного палеомагнітного дослідження нижньої частини розрізу з суцільним відбором зразків, враховуючи неспівпадіння даних по намагніченості відкладів нижньої частини розрізу у різних роботах [Третяк и др., 1989; Tsatskin et al., 1998; Sartori, 2000; Gendler et al., 2006; Dodonov et al., 2006].

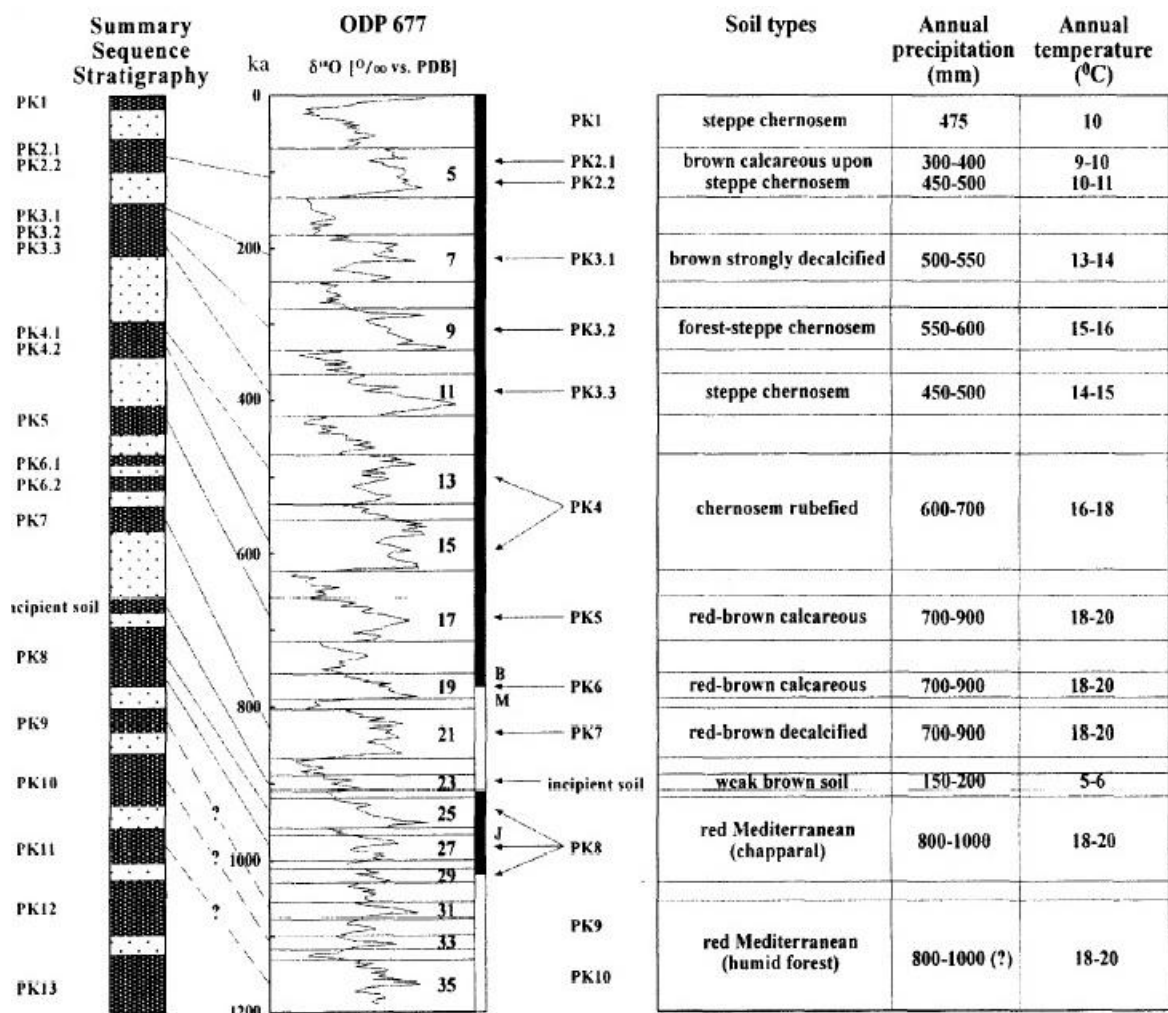


Рис. 1.4. Нова педостратиграфічна схема Західного Причорномор'я та її кореляція з ізотопно-кисневою шкалою [Tsatskin et al., 2001].

Ma	paleomagnetism	stratigraphy	WESTERN EUROPE	NORTHERN and EASTERN POLAND	WESTERN UKRAINE	OIS	CYCLES MEGACYCLES
				N S	S		
0.0 0.2 0.4 0.8 1.2 1.8	S Y E R E N E C E N N A M A T U Y A M A G G O L	UPPER CROMERIAN SAALIAN ELSTERIAN BAYELIAN LOEWELIAN	HOLOCENE	HOLOCENE - H	HOLOCENE - hl	1	A
			WEICHSELIAN	VISTULIAN - V	VALDAY - vl	2-5d	MC1
			EEMIAN	EEMIAN - E	PRYLUKY - pl (HOROKHIV - ho)	5e	B
			DRENTHE + WARTHE III	ODRIANIAN - O	DNEPER 2 - dn 2 (TYASMYN - ts)	6	C
			SCHÖNINGEN	LUBAVIAN - Lu	KAYDAKY - kd (KORSHIV - ko)	7	D
			?	KRZNANIAN - Krz	DNEPER 1 - dn 1	8	E
			REINSDORF	ZBŃJANIAN - Z	POTAGAYLIVKA - pt (LUCK - l)	9	MC2
			FUHNE	LIVIECIAN - Li	OREL - or	10	
			HOLSTEINIAN	MAZOVIAN - M	ZAVADIVKA - zv (SOKAL - so)	11	
			ELSTER 2	SANIAN 2 - S2	TILIGUL - tl	12	
			IV	FERDYNANDOVIAN - F	LUBNY - lb (SOLOTVIN - sol)	13-15	F
			GLACIAL C				G
			III	SANIAN 1 - S1	SULA - sl	16	MC3
			II	MAŁOPOLANIAN - Ma	MARTONOSHA - mr	17-19	H
			I	NIDANIAN - Ni	PRYAZOVSK - pr	20	I
			DORST	AUGUSTOVIAN - A	SHIROKINO - sh	21-33	K
			LEERDAM				MC5
			LINGE				L
BAVEL s.s.							
MENAPIAN	NAREVIAN - Na	ILYICHIVSK - il	34-36				
WAALIAN	CELESTYNOVIAN - Ce	KRYZHANIV - kr	37-57				
EBURONIAN	OTVOCKIAN - Ot	BEREZAN - br	58-64				

Рис. 1.5. Кореляційна схема гляціалів й інтергляціалів, лесово-грунтових горизонтів плейстоцену Польщі, України зі стратиграфічною схемою Західної Європи, ІКС, палеомагнітними епохами і кліматичними циклами та мегациклами [Lindner et al., 2006].

У 2006 р. опубліковано працю [Lindner et al., 2006], де на основі досліджень десятків відслонень четвертинних відкладів південно-західної частини України і північно-східної частини Польщі запропоновано кореляційну стратиграфічну схему цих регіонів із стратиграфією Західної Європи та ізотопно-кисневою шкалою (рис. 1.5). У стратиграфічній схемі для західної України, назви горизонтів якої співпадають у цілому зі схемою [Веклич и др., 1984], одразу скорельованою з [Богуцкий и др., 1986], із 19-ою ІКС зіставляється підшва мартоноського горизонту, а з 21-ою – широкінський горизонт, тоді як у схемі [Веклич, 1987] – горизонт mr_3 .

У табл. 1.4 наведено кореляцію стратиграфічних схем [Lindner et al., 2006], [Веклич и др., 1984; Веклич, 1987] і [Богуцкий и др., 1986; Богуцкий та ін., 2012] з ізотопно-кисневими стадіями і палеомагнітною шкалою.

Табл. 1.4. Кореляція різних стратиграфічних схем України з ізотопно-кисневими стадіями та палеомагнітною шкалою в інтерпретації автора

Загальна стратиграфічна шкала			Регіональна стратиграфія				ІКС	Палеомагнітна шкала
Система	Розділ	Ланка	Південно-західна Україна [Lindner et al., 2006]	Україна [Веклич и др., 1984, 1987]	Волино-Поділля [Богуцький та ін., 1986, 2012]	Горизонт		
ЧЕТВЕРТИНА	ГОЛЮЦЕН	Верхня	Голоцен (H)	Голоцен (H)	Голоцен (H)	Голоцен (H)	1	Брюнес
			Валдайський (vl)	Причорноморський (pc)	Добнівський (df)	Верхній	2	
	Середня	Верхня	Бузький (bg)	Витачівський (vt)	Дубнівський (du)	3		
			Удайський (ud)	Нижній	4			
			Прилуцький (pl)	Прилуцький (pl)	Горохівський (ho)	5		
			Дніпровський 2 (dn ₂)	Тясминський (ts)	Верхній	6		
			Кайдацький (kd)	Кайдацький (kd)	Коршівський (ko)	7		
			Дніпровський 1 (dn ₁)	Дніпровський (dn)	Нижній	8		
			Потягайлівський (pt)	Потягайлівський (pt)	Луцький (l)	9		
			Орельський (or)	Орельський (or)	Верхній	10		
			Завадівський (zv)	Завадівський (zv)	Сокальський (so)	11		
			Тилігульський (tl)	Тилігульський (tl)	Нижній	12		
			Лубенський (lb)	Лубенський (lb)	Солотвинський (sol)	13		
			Сульський (sl)		14			
			Нижня	Верхня	Мартоносський (mr)	горизонт лесів	15	
						16		
	Сульський (sl)	17						
	18							
	Нижня	Верхня	Мартоносський (mr)	Загвіздянський (zg)	19			
					20			
					21...			
		Широкінський (sh)					Магуяма	

Примітка. У таблиці з ІКС і палеомагнітною шкалою скорельовано окремо кожен із стратиграфічних схем на підставі поглядів авторів. Ця інтерпретація виключає кореляцію між собою тих чи інших стратиграфічних горизонтів з різних схем.

У 2010 р. опубліковано монографію Ж. М. Матвіїшиної, Н. П. Герасименко, В. І. Передерій та ін. [Матвіїшина та ін., 2010], в якій наведено результати комплексного дослідження лесово-грунтових серій України, створено моделі динаміки змін четвертинних ландшафтів і проведено просторово-часову кореляцію кліматичних змін. Дотримуючись передусім схеми М. Ф. Веклича, автори деталізували визначені палеогеографічні етапи лесо- і ґрунтоутворення і скорелювали їх із горизонтами стратиграфічних схем сусідніх регіонів та ізотопно-кисневою шкалою. В запропонованій схемі дніпровський горизонт зіставляється із 6-ою ІКС, потягайлівський – із 7-ою, орельський – 8-ою, завадівський – із стадіями 9-11, тилігульський – 12-ою, лубенський – 13-15-ою, сульський – 16-ою, мартоносський – 17-19-ою, приазовський – 20-ою, широкінський – 21-35-ою, що відрізняється від даних [Веклич, 1987]. У своїх побудовах автори [Матвіїшина та ін., 2010] прийняли положення межі М/Б у підшві мартоносського кліматоліту.

У 2011 р. вийшла англomовна публікація П. Ф. Гожика і Н. П. Герасименко [Gozhik, Gerasimenko, 2011], у якій комплексно представлено результати стратиграфічного, палеогеографічного та палеонтологічного вивчення середнього і нижнього плейстоцену України. В деталях описано кожен із стратиграфічних горизонтів і підгоризонтів, і палеокліматичну еволюцію в часи формування відкладів.

Кореляційну схему між стратиграфічною схемою Волино-Поділля і схемою М. Ф. Веклича для території України наведено у роботі [Богуцький та ін., 2012]. Нанесено епохи магнітної полярності, границю Матуяма-Брюнес вказано у викопному ґрунтовому комплексі загвіздя (табл. 1.4), який згідно з запропонованою схемою відповідає широкінському горизонту, що узгоджується з палеомагнітними дослідженнями [Nawrocki et al., 2002] і магнітостратиграфічною шкалою України [Третяк, Вигилянская, 1994]. П. Ф. Гожик у роботі [Гожик, 2013], аналізуючи наявні стратиграфічні схеми, корелює горизонти центральної частини України з горизонтами Волино-Поділля, стадіями зледенінь і палеомагнітними екскурсами.

У роботах [Сіренко, 2017; Сиренко, 2017] наведено палеоботанічну характеристику субаеральних відкладів плейстоцену рівнинної частини України та обґрунтовано доцільність використання палінологічних даних у вирішенні проблем стратиграфії. За результатами узагальнення матеріалів палеопедологічних і палінологічних досліджень кільканадцяти розрізів рівнинної частини України наведено літологічну та палінологічну характеристику кліматолітів еоплейстоцену і нижнього неоплейстоцену. На основі цих даних обґрунтовано включення широкінського кліматоліту до еоплейстоцену. Таким чином, результати проведених палінологічних досліджень узгоджуються із сучасними уявленнями колективу вітчизняних геологів [Гожик, 2013 та ін.], за якими границя Матуяма-Брюнес проходить у мартононьському горизонті.

1.4. Огляд попередніх палеомагнітних досліджень лесово-грунтових розрізів України

1.4.1. Петромагнітні й палеомагнітні дослідження розрізів Волино-Поділля

Дослідження магнітних властивостей розрізів західної частини України проводилося, починаючи з 1990-х років, колективом польських дослідників (Є. Навроцьким, Н. Новачиком) у співпраці з українськими й польськими стратиграфами і палеогеографами (А. Богуцьким, М. Ланчонт, Г. Марущаком).

На Волинській височині досліджено реперний розріз Бояничі [Woguski et al., 1995, Nawrocki et al., 1999]. Було встановлено, що розподіл магнітної сприйнятливості не співпадає з літологією розрізу, що особливо виражено спостерігається для верхніх горизонтів лесів із підвищеними значеннями магнітної сприйнятливості у порівнянні з деякими ґрунтовими горизонтами, що не характерно для лесів КЛП. Кореляція розрізу Бояничі з розрізами Польщі і Китаю за магнітними параметрами виявилася проблематичною. У

роботі [Nawrocki et al., 1999] вказується на значну присутність гематиту у лесово-грунтовій серії. Проведені роботи із розмагнічування зразків змінним магнітним полем (25 мТл) вказали виключно на пряму полярність, тобто розріз Бояничі формувався в епосі Брюнес.

На Подільській височині палеомагнітні дослідження проводилися для двох розрізів: Єзупіль [Nawrocki et al., 1999] і Загвіздя [Nawrocki et al., 2002]. Дані, отримані на розрізі Єзупіль, виявилися аналогічні до результатів по розрізу Бояничі, – всі зразки вказують на пряму полярність. Цікаві результати одержані на розрізі Загвіздя. Була виділена границя Матуяма-Брюнес в акумулятивному горизонті в другому від подошви розрізу горизонті ґрунту, який автори зіставили із киснево-ізоотною стадією MIS19. Нижчезалягаючий ґрунт вони зіставили зі стадією MIS20, а VI Дністровську терасу з MIS21. У палеоґрунтах чимало зразків продемонструвало значну магнітну жорсткість до розмагнічування полем навіть 100 мТл, причиною чого, на думку авторів, є магеміт. У лесах, натомість, з магнітних мінералів переважають магнетит і гематит.

У педокомплексі загвіздя (в подошві горизонту VII) границя Матуяма-Брюнес була також виявлена на розрізі пам'яток палеоліту Королево (Закарпаття) [Koulakovska et al., 2010].

Петромагнітним і палеомагнітним методами активно досліджувалися і глинисті відклади печер Подільсько-Буковинської карстової області [Бондар та ін., 2010; Bondar, Ridush, 2015]. Зокрема у суглинках печери Атлантида було встановлено зони оберненої і прямої полярності, що інтерпретується авторами [Бондар та ін., 2010] як геомагнітна інверсія у межах епохи Матуяма.

1.4.2. Границя Матуяма-Брюнес в лесово-грунтових розрізах Західного Причорномор'я і Придніпров'я

Палеомагнітні дослідження у Західному Причорномор'ї активно проводилися у 1970-х–1980-х [Третяк, 1983; Третяк и др., 1987; Третяк и др., 1989; Третяк, Вигилянская, 1994], і частково ці результати були використані

при складенні регіональної магніостратиграфічної шкали плейстоцену України [Третяк, Вигилянская, 1994]. У той же час питання співвідношення останньої з основними кліматичними циклами четвертинного періоду залишається нез'ясованим.

Згідно із сучасними уявленнями, границя Матуяма-Брюнес відповідає мартоноському горизонту Стратиграфічної схеми четвертинних відкладів України [Гожик, 2013]. Проте, якщо проаналізувати місцеположення границі Матуяма-Брюнес у різних розрізах, очевидні кардинальні розбіжності. Крім того, є протиріччя і у визначенні границі в рамках одного розрізу за даними різних авторів. Останнє наочно демонструє серія робіт на розрізі Роксолани.

У роботах під керівництвом А.Н. Третяка [Третяк, 1983; Третяк и др., 1987] за дослідженнями відкладів верхніх 50 м (від голоцену до лубенського горизонту включно) на цьому розрізі було встановлено ряд горизонтів (зон) прямої, оберненої й аномальної полярності. Зона оберненої полярності, визначена на рівні 36-39 м, була віднесена до магнітної події Левантин (що називається різними авторами як Бива II, Днепр, Чеган) з віком біля 290 тис. років тому, а межа Матуяма-Брюнес визначена не була, оскільки при такій інтерпретації вона повинна була розміщуватися набагато нижче і виходила за нижню межу розрізу. Дослідивши десятки інших розрізів на території України, автори [Третяк, 1983; Третяк и др., 1987; Третяк, Вигилянская, 1994] прийшли до висновку, що виявлені зони оберненої намагніченості в розрізі Роксолани – епізоди (екскурси) у межах однієї епохи Брюнес.

Детальні дослідження верхньої частини розрізу Роксолани з метою отримання інформації про тонку структуру давнього магнітного поля (епізоди, екскурси, палеовікові варіації) були проведені колективом авторів Інституту фізики Землі РАН [Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005]. На верхніх 20 м розрізу, що охоплюють, за даними авторів, останні 300 тис. років, були виділені дві аномальні зони, які були віднесені відповідно до екскурсів Моно і Блейк (близько 30 і 100 тис. років тому). Окрім цього, різка зміна вектора залишкової намагніченості у нижній частині бузького лесу було

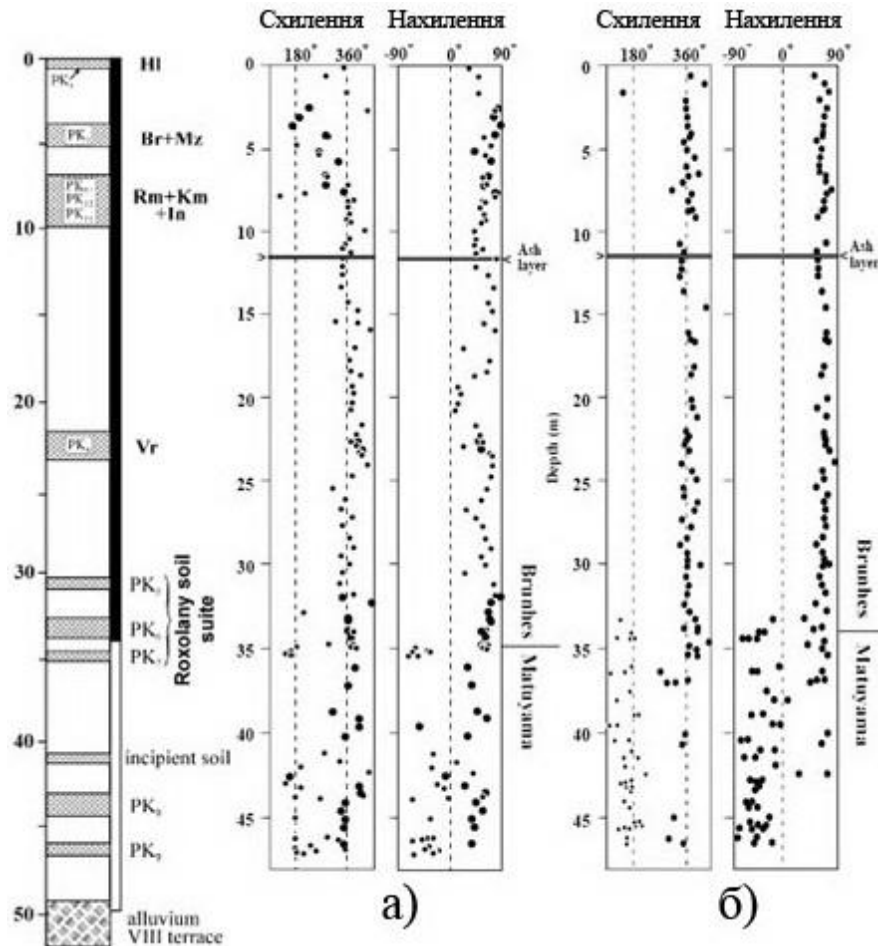


Рис. 1.6. Результати розмагнічування зразків розрізу Роксолани [Sartori, 2000]: а) – ступінчастим магнітним полем (лесів) і температурою (грунтів) до 150° С, виконані безпосередньо М. Сарторі, б) лише температурою, надані Дж. Гусом.

проінтерпретовано як екскурс Ямайка, який датується приблизно 220 тис. років тому.

Починаючи з середини 1990-х років, міждисциплінарні дослідження розрізу Роксолани виконувалися колективом інших авторів [Tsatskin et al., 1998; Tsatskin et al., 2001; Sartori, 2000; Gendler et al., 2006]. Було проведено детальні магнітно-мінералогічні дослідження, що вказали на перевагу у відкладах магнетиту, а гематит присутній більше у нижніх палеогрунтах, ніж у верхніх. Результати вказували на псевдооднодоменний стан феромагнітного матеріалу, а зміни петромагнітних параметрів добре корелювали з літологією розрізу. Наприклад, магнітна сприйнятливість чітко диференціювалась за

підвищеними значеннями у ґрунтах і пониженими в лесах. Було розмагнічено 118 зразків (тобто відбір колекції зразків для палеомагнітних досліджень проводився з середнім кроком близько 0,4 м) змінним магнітним полем до 100 мТл і температурою здебільшого лише до 150 °С, оскільки зразки руйнувалися. Тож переважно проводилося розмагнічування змінним магнітним полем. Напрямки ChRM потім порівнювалися з напрямками, отриманими після нагрівань (рис. 1.6). На рис. 1.7 наведено приклад ступінчатого розмагнічування температурою і змінним магнітним полем для зразків із глибин 46,3 та 46,6 м, які вказали на обернену полярність [Sartori, 2000].

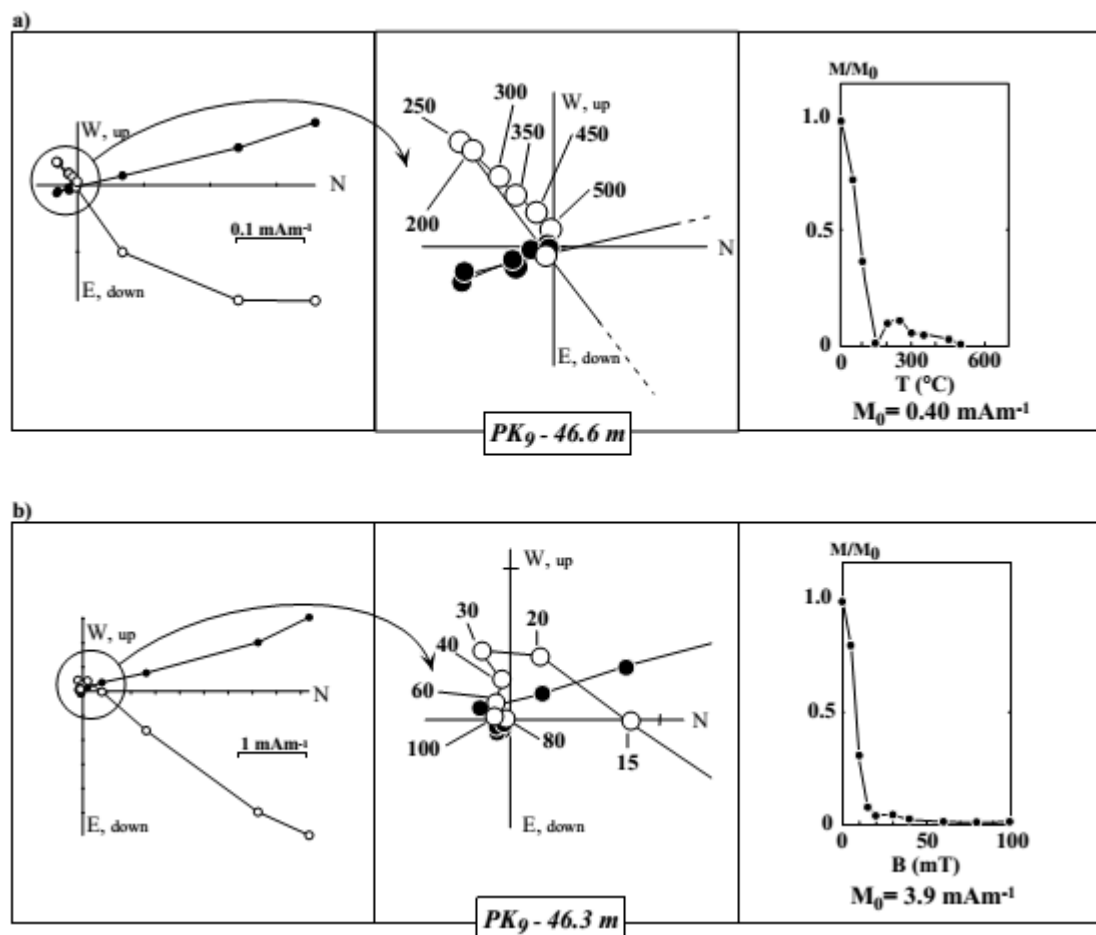


Рис. 1.7. Ортогональні проєкції (ліворуч, центр) і криві ступеневого розмагнічування (праворуч) двох зразків ґрунту PK₉, відібраних у розрізі Роксолани на глибинах 46,6 м і 46,3 м, отриманих під час температурного розмагнічування (а) та розмагнічування змінним магнітним полем (б). Для зразків визначена обернена ChRM-компонента намагніченості [Sartori, 2000].

Положення границі Матуяма-Брюнес було встановлено у тясминських лесах горизонту L_6 , що залягають нижче прилуцького ґрунту PK_6 на глибині близько 34 м, що протирічить попереднім геологічним, палеонтологічним і палеомагнітним даним. Нижче, до алювію VII дністровської тераси, було описано ще три ґрунти PK_7 , PK_8 і PK_9 . У цьому ж регіоні на розрізі Нова Етулія границя змін полярності Матуяма-Брюнес була встановлена на рівні ґрунту PK_7 [Tsatskin et al., 2001]. У той же час у розрізах Колкотова Балка [Tsatskin et al., 2001] і Приморське [Nawrocki et al., 1999], перший із яких підстиляється алювієм V дністровської тераси, а другий – ґрунтами мартоносського горизонту, границя Матуяма-Брюнес визначена не була.

Ці матеріали лягли в основу побудови нової педостратиграфічної схеми для Західного Причорномор'я з наступною її кореляцією з ізотопно-кисневою шкалою [Tsatskin et al., 2001] (рис. 1.4). Примітно, що не зважаючи на велику кількість зразків, які вказують на пряму полярність в діапазоні глибин 34-46 м, про жоден епізод чи екскурс прямої полярності усередині хрону Матуяма не згадується. Крім цього, автори не проводять кореляцію своїх результатів із стратиграфічною шкалою четвертинних відкладів України [Веклич и др., 1984].

За результатами палеомагнітних досліджень розрізу Роксолани автори роботи [Dodonov et al., 2006] виділяють границю Матуяма-Брюнес в основі педокомплексу трьох ґрунтів (під прилуцьким горизонтом) (рис. 1.8), що узгоджується з результатами [Tsatskin et al., 1998, 2001]. Незважаючи на однакове трактування положення границі Матуяма-Брюнес, є відмінності у стратиграфічному розчленуванні товщ у роботі [Dodonov et al., 2006], з одного боку, і в [Tsatskin et al., 1998; Tsatskin et al., 2001; Gendler et al., 2006] з іншого. В останніх верхній похований ґрунт зіставляється з брянським і мезинським комплексами, а нищезалягаючий – з роменським, каменським і інжавінським ґрунтами. Під ними на стику між двома потужними горизонтами лесів вказано веронський ґрунт. А в [Dodonov et al., 2006]

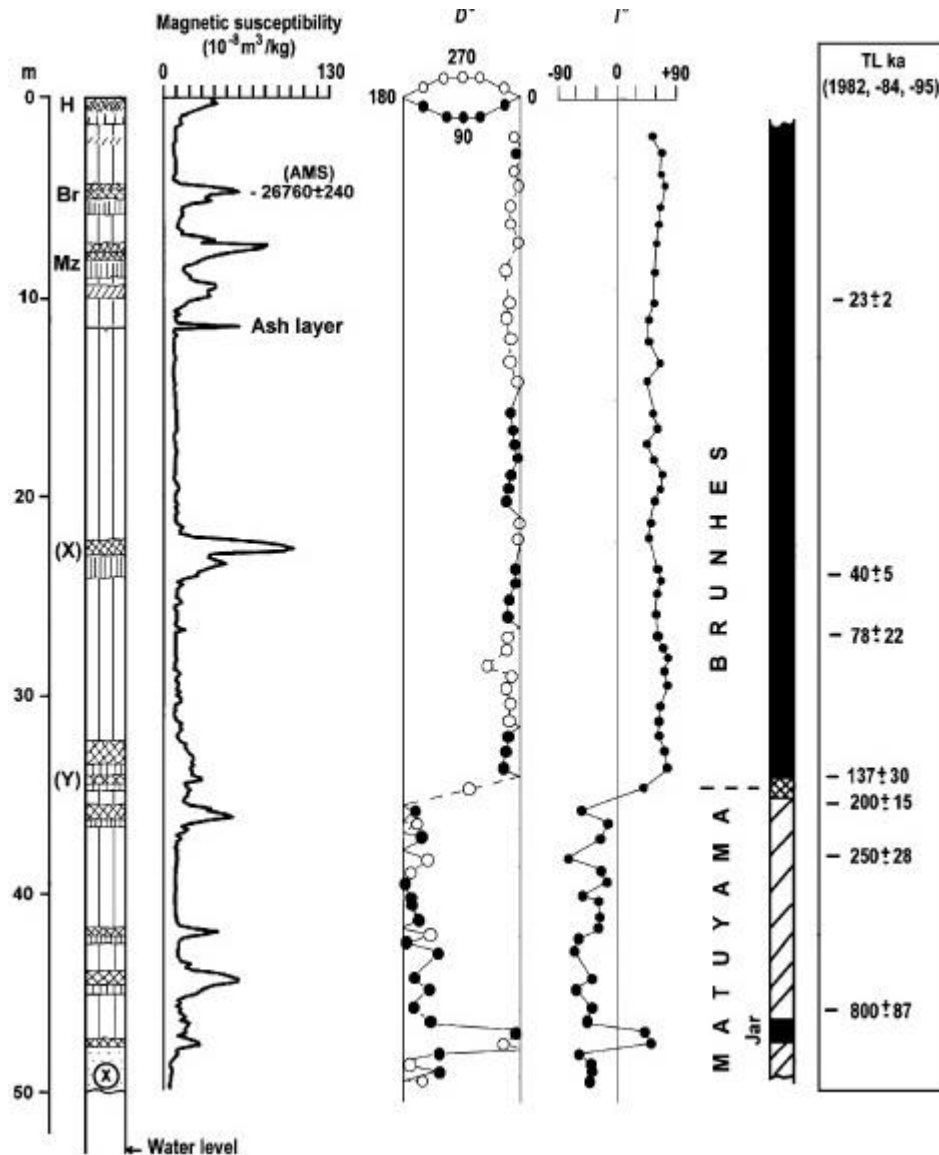


Рис. 1.8. Магнітостратиграфічна характеристика розрізу Роксолани [Dodonov et al., 2006].

верхній ґрунт корелюють лише з брянським, а нижчезалягаючий – з мезинським комплексами, а під ними позначено інжавінський ґрунт.

Слід згадати про палеомагнітні дослідження інших розрізів Причорномор'я. Так, у роботі [Nawrocki et al., 1999] були проведені палеомагнітні й петромагнітні дослідження розрізу Приморське, що підстилається ґрунтами мартоносського горизонту. Границя Матуяма-Брюнес тут виявлена не була. Встановлена присутність мінералів: гематиту, магнетиту, магеміту і значної частки парамагнітних і суперпарамагнітних мінералів. У цілому, петромагнітні параметри, наприклад, магнітна

сприйнятливість чи залишкова намагніченість насичення, добре корелюють із літологією розрізу, маючи підвищені показники у ґрунтах.

У роботі [Бахмутов и др., 2005] наведено результати палеомагнітних досліджень дунайських терас розрізу Долинське поблизу м. Рені. Завдяки розмагнічуванню змінним магнітним полем до 100 мТл було надійно встановлено границю Матуяма-Брюнес у верхній частині мартоносського ґрунту і проведена кореляція з розрізами Роксолани [Tsatskin et al., 1998] та Загвіздя [Nawrocki et al., 2002]. Характер змін магнітної сприйнятливості також типовий для цього регіону: максимальних значень досягає у палеоґрунтах, мінімальних – у лесах.

Петромагнітні дослідження опорного розрізу В'язівок на Придніпровській низовині обмежувалися вимірами магнітної сприйнятливості верхньої частини профілю [Rousseau et al., 2001]. Палеомагнітні дослідження проводилися на старій апаратурі Л. Вігілянською, результати були включені в путівник [Matviishina et al., 2001]. За цими даними встановлено обернену полярність зразків із найнижчого крижанівського горизонту (kr) (рис. 1.9). Зони аномальної полярності виділено у нижній частині широкінського ґрунту (sh) та у нижній частині дніпровського лесу (dn). До хрону Матуяма було включено зону аномальної полярності в нижньому широкінському ґрунті й, таким чином, границю Матуяма-Брюнес проведено всередині широкінського ґрунтового комплексу на глибині близько 48 м. Проте діаграми Зійдервельда в публікації [Matviishina et al., 2001] не наведено.

Аналогічні результати було отримано колективом дослідників [Третьак и др., 1987; 1989; Третьак, Вигилянская, 1994] на пліоцен-четвертинних розрізах Гребені (Придніпровська низовина) і Крижанівка (Причорноморська низовина): в обох розрізах границю Матуяма-Брюнес було проведено у підшві широкінського кліматоліту. При цьому, зразки відбирались суцільним відбором (по 3-6 дублі з кожного рівня), проводилася температурна

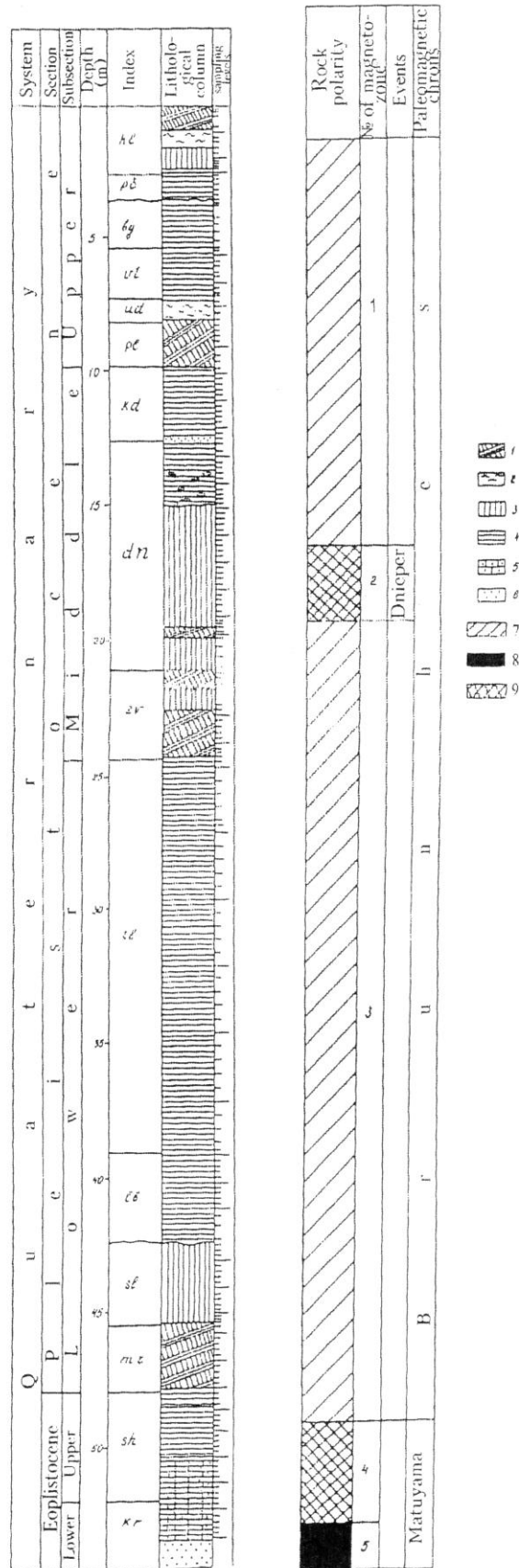


Рис. 1.9. Палеомагнітний розріз В'язівок за Л. Вігільянською [Matviishina et al., 2001]. Літологічна колонка: 1 – поховані ґрунти, 2 – глини, 3 – леси, 4 – суглинки, 5 – піщані суглинки, 6 – піски. Полярність: 7 – пряма, 8 – обернена, 9 – аномальна.

чистка до 300-350° С при скомпенсованому магнітному полі Землі. Паралельні зразки-дублі з кожного рівня піддавалися поетапній чистці змінним магнітним полем до 60 мТл. Напрямок вектора залишкової намагніченості визнавався об'єктивним, якщо він підтверджувався співпадінням результатів обох чисток.

1.5. Вікова прив'язка лесово-грунтових відкладів за даними радіовуглецевого, термолюмінесцентного і калій-аргонового методів.

Висновки

При спробах визначення віку четвертинних товщ України геохронологічними методами виникають суттєві розбіжності. Так, найнижчий солотвинський горизонт відкладів Волинської височини згідно з [Lindner, Marks, 2008] за термолюмінесцентним методом (ТЛ) продатований у 523 тис. років тому в розрізі Бояничі і 412 тис. років тому в розрізі Коршів. У датуванні горизонтів, що знаходяться вище луцького ґрунту, таких розбіжностей виявилось менше, наприклад, луцький горизонт датується у 326 тис. років тому в розрізі Бояничі та 331 тис. років тому в розрізі Коршів. За новішими результатами термолюмінесцентного датування розрізів на Волинській лесовій височині, поданих в [Kuselak et al., 2012] (Бояничі) і [Fedorowicz et al., 2011] (Коршів), дати в цілому зростають із глибиною і не перевищують 245 тис. років тому.

На розрізах півдня України датування радіовуглецевим методом (^{14}C) лесів і похованих ґрунтів виконувалось різними лабораторіями, однак більшість дат отримано від Київської радіовуглецевої лабораторії. Проведено аналіз верхньонеоплейстоценових лесів та похованих ґрунтів з опорних розрізів Приморське, Роксолани, Санжейка та Станіслав. Отримано такі результати, тис. років: причорноморський лес – $11,9 \pm 0,14$ – $12,6 \pm 0,25$; ґрунт в середині причорноморського лесу – $8,9 \pm 0,14$, $11,1 \pm 0,14$, $11,4 \pm 0,12$; дофінівський ґрунт – $14,0 \pm 0,17$, $15,3 \pm 0,17$, $17,1 \pm 0,15$, $16,3 \pm 0,3$, $13,7 \pm 0,23$;

бузький лес – $21,3 \pm 0,3$, $16,3 \pm 0,23$, $25,1 \pm 0,21$; $26,1 \pm 0,39$, $>39,6$; витачівський ґрунт – $34,1 \pm 2,0$, $36,4 \pm 0,27$; удайський лес – $45,1 \pm 3,5$, $>42,0$, >50 [Гожик, 2013].

Окремо необхідно зупинитись на розрізі Роксолани. В 1975 р. під час підготовки до міжнародного симпозіуму продатовано (тис. років тому): причорноморський лес $9,8 \pm 0,17$, $11,0 \pm 0,2$; похований ґрунт в причорноморському лесі – $10,0 \pm 0,2$; дофінівський ґрунт – $11,5 \pm 0,4$, $13,7 \pm 0,8$; бузький лес – $16,1 \pm 1,9$, $25,0 \pm 2,4$; витачівський ґрунт – $30,3 \pm 2,1$; удайський лес >42 , >50 [Третьяк и др., 1987]. Повторні аналізи в 2003-2004 рр. виявили великі розбіжності в датах (рис. 1.10). Так, по дофінівському ґрунту отримано 5 дат: $16,9 \pm 1,1$, $23,4 \pm 2,5$, $16,9 \pm 1,1$, $24,1 \pm 2$ і $14,2 \pm 1$. Зразки відбирали з тієї ж самої стінки, що і в 1975 р. Згодом А. Додонов та ін. [Dodonov et al., 2006] для ґрунту, який був віднесений до причорноморського, отримали дату в $26,7 \pm 2,4$ і скорелювали його з брянським ґрунтом (рис. 1.8). Відповідно нижчезалягаючий ґрунтовий комплекс віднесено до мезинського комплексу. При такій інтерпретації у розрізі немає місця для бузького горизонту лесу, максимального за потужністю і, природно, дофінівського ґрунту [Гожик, 2013].

У 2013 р. вийшли друком суперечливі результати визначення абсолютного віку у розрізі Роксолани радіовуглецевим, термолюмінесцентним і калій-аргоновим методами колективом польських дослідників [Fedorowicz i in., 2013] для товщі від кайдацького до сучасного ґрунту. Було використано два люмінесцентних методи: термолюмінесцентний – ТЛ (лабораторія в Гданську) і оптично стимульованої люмінесценції – ОСЛ (лабораторія в Глівіце).

У результаті датування методом ОСЛ 17 зразків виявилось, що всі дати знаходяться у межах від 97 до 164,6 тис. років тому. Більшість зразків з глибиною неоднорідна за віком, мають місце численні інверсії.

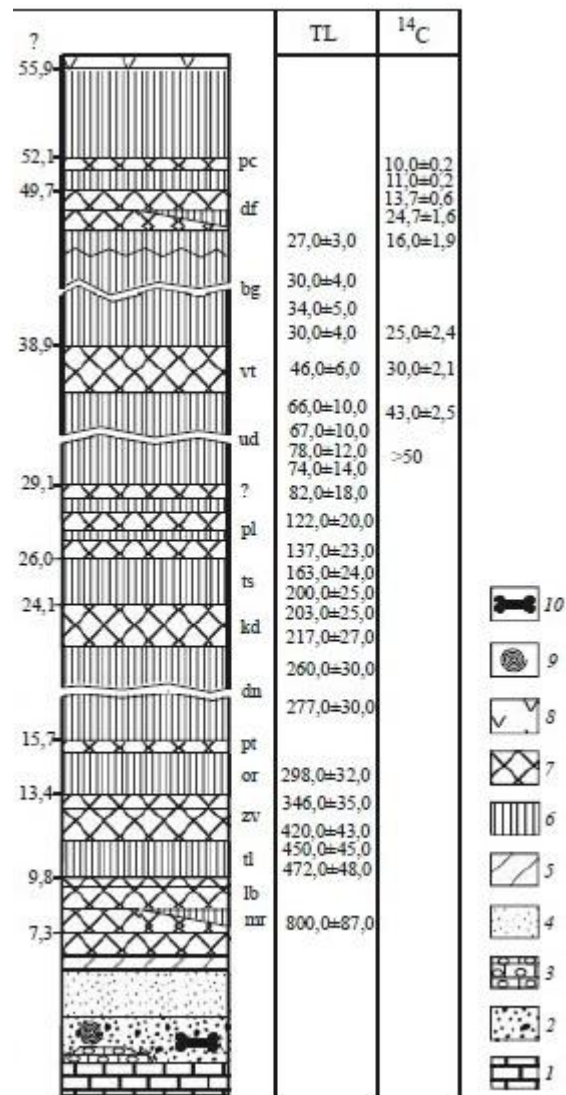


Рис. 1.10. Результати абсолютного датування зведеного розрізу Роксолани. 1 – вапняки; 2 – піски з гравієм і галькою; 3 – конгломерати; 4 – піски; 5 – суглинки; 6 – леси та лесові суглинки; 7 – поховані ґрунти; 8 – сучасний ґрунт; 9 – залишки молюсків; 10 – залишки ссавців [Гожик та ін., 2007].

Одержано також 28 дат ТЛ, причому 13 зразків взято з тих же горизонтів, що й зразки для ОСЛ і переміряно двічі. Виявлено значні розбіжності у датуванні методами ОСЛ і ТЛ. Часові рамки методом ТЛ лежать у 64,8-222,0 тис. років тому, причому наймолодші дати отримано із середньої частини розрізу. Дати ТЛ, як і ОСЛ, мають інверсії. Лише у бузькому горизонті датування методами більш-менш збігаються.

Ще однією особливістю лесового розрізу Роксолани є наявність прошарку вулканічного попелу в верхньому потужному лесовому горизонті.

Зразок тефри (вулканічного попелу) із бузького горизонту було про датовано калій-аргоновим методом у 12,35 і 11,83 млн. р. тому. Це може означати лише одне: шар тефи з'явився внаслідок перевідкладення вулканічного попелу, тобто має еолове походження, внаслідок захоплення попелу давнього виверження пиловими бурями. Тобто вік проверстків попелу (як продукту сильної пилової бурі) – кінець середнього, а ймовірніше – пізнього неоплейстоцену. Таким чином, отримані дати методом К-Аг не можуть бути еталонним маркером для люмінесцентних дат у цьому випадку. За методом ТЛ час перевідкладення тефри оцінюється у 100 тис. років тому [Fedorowicz і in., 2013].

З розрізу Роксолани також було відібрано зразки для датування методом ^{14}C , виконані у Познанській радіовуглецевій лабораторії. Результати також виявилися суперечливими: всі зразки датуються віком 20-30 тис. років тому, тобто всі радіовуглецеві дати виявилися молодшими від оточуючих їх люмінесцентних дат. Результати для одних і тих же горизонтів, але у різних розчистках, кардинально відрізняються. Присутні інверсії дат, а результати розбігаються із результатами попередніх досліджень [Fedorowicz і in., 2013].

Отже, для території України існує декілька суперечливих стратиграфічних схем і магнітостратиграфічних шкал четвертинного періоду, які до сих пір не скорельовані, а їх прив'язки до інших глобальних стратиграфічних схем та ізотопно-кисневих стадій розбігаються. Спроби визначити абсолютний вік горизонтів за допомогою різних методів (палеомагнітним, радіовуглецевим, люмінесцентним, аргоновим) мають значні розбіжності. Ситуація ускладнюється скупою палеонтологічною інформацією: чимало осадових товщ фауністично німі. Зазначені протиріччя можуть бути вирішені після петромагнітного й палеомагнітного дослідження на сучасній високоточній апаратурі у рамках єдиної методики експерименту декількох розрізів четвертинних відкладів із різних фізико-географічних провінцій України з метою порівняння особливостей формування магнітних властивостей і виявлення магнітостратиграфічних маркерів.

Список використаних джерел

- Бахмутов В. Магнитостратиграфия плейстоцена: современное состояние, проблемы и перспективы исследований. *Матеріали XIV українсько-польського семінару «Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу»*. Львів, 2007. С. 96-108.
- Бахмутов В. Г., Мокряк И. Н., Скарбовийчук Т. В., Якушно В. И. Результаты палеомагнитных исследований разреза дунайских террас и проблемы магнитостратиграфии плейстоцена Западного Причерноморья. *Геофизический журнал*. 2005. Т. 27, № 6. С. 980-991.
- Бахмутов В., Главацкий Д. Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины. *Геофизический журнал*. 2016. Т. 38. №4. С. 59-74.
- Богущий А. Б. Антропогеновые покровные отложения Волыно-Подоллии. *Антропогеновые отложения Украины*. Киев: Наук. думка, 1986. С. 121-132.
- Богущий А., Ланчонт М., Томенюк О., Ситник О. Делювіально-соліфлюкційні процеси й проблеми перевідкладення і датування палеолітичних культурних горизонтів. *Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині*. 2012. Вип. 16. С. 55-64.
- Большаков В.А. Геомагнитные экскурсы – надежное средство корреляции геологических отложений? *Физика Земли*. 2007. № 9. С. 68-78.
- Большаков В. А. О глубине фиксации палеомагнитной записи и климатостратиграфическом положении инверсии Матуяма-Брюнес в глубоководных осадках. *Физика Земли*. 1999. № 6. С. 93-96.
- Большаков В. А. Определение климатостратиграфического положения инверсии Матуяма-Брюнес в отложениях лёссовой формации как комплексная проблема наук о Земле. *Физика Земли*. 2004. № 12. С. 58-76.

- Большаков В. А. Палеомагнитная запись геомагнитных экскурсов и вторичная намагниченность пород. *Физика Земли*. 1995. № 1. С. 66-70.
- Бондар К., Віршило І., Гордієнко Т. Магніостратиграфія та анізотропія магнітної сприйнятливості водномеханічних відкладів карстової печери Атлантида. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2010. № 49. С. 24-28.
- Веклич М. Ф. Палеопедология как наука. Методика палеопедологических исследований. Киев, 1979. 121 с.
- Веклич М.Ф. Проблемы палеоклиматологии. Киев: Наук. думка. 1987. 192 с.
- Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Матвишина Ж. Н. Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 32 с.
- Величко А. А., Морозова Т. Д., Нечаев В. П. и др. Проблемы хроностратиграфии и корреляция лессово-почвенной формации Русской равнины. *Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы*. М.: Наука, 1992. С. 14-28.
- Величко А. А., Морозова Т. Д. Основные горизонты лессов и ископаемых почв Русской равнины. Лессы. Погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука. 1972. С. 5-25.
- Величко А. А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины. Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М. 1975. С. 7-26.
- Величко А. А., Маркова А. К., Ударцев В. П., Морозова Т. Д. Проблемы геохронологии и корреляции лессов и ископаемых почв Восточной Европы. *Изв. АН СССР, сер. геогр.* 1984. № 6. С. 5-19.
- Волков И. А., Волкова В. С. Циклиты субаэральной толщи и континентальное плейстоценовое осадконакопление в Западной Сибири. *Цикличность новейших субаэральных обложений* / Отв. ред. И. А. Волков. Новосибирск: Наука СО, 1987. С. 49-60.

- Гожик П. До питання вивчення розрізу Роксолани. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 17-33.
- Гожик П. Ф., Комар М. С., Крохмаль О. І., Шовкопляс В. М., Христофорова Т. Ф., Дикань Н. І., Прилипко С. К. Опорний розріз неоплейстоценових субаеральних відкладів біля с. Роксолани (Одеська обл.). *Матеріали XIV укр.-пол. семінару «Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу» (Луцьк, 12-16 верес. 2007 р.)*. Львів: Видав. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2007. С. 109-128.
- Гурарий Г. З., Петрова Г. Н., Поспелова Г. А. Тонкая структура геомагнитного поля. Современное состояние исследований в области геомагнетизма. Москва: Наука. 1983. С.42-62.
- Кравчинский В. А., Пек Дж., Сакаи Х. Магнитостратиграфическая шкала позднего кайнозоя Центральной Азии по данным глубоководного бурения на Байкале. Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1998. С.73-77.
- Крокос В. И. Краткий очерк четвертичных отложений Украины. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1926. № 4. С. 214-264.
- Крокос В. И. Материалы для характеристики четвертичных отложений Восточной и Южной Украины. *Матеріали до дослідження ґрунтів України*. Харків, 1927. Вип. 5. 326 с.
- Линькова Т. И. Палеомагнетизм верхнекайнозойских осадков Мирового океана. Москва: Наука. 1984. 130 с.
- Лунчерсгаузен Л. Ф. Новый поверх лесу на Україні. *Четвертинний період*. 1934. В. 7. С. 30-37.
- Матасова Г. Г. Магнетизм позднеплейстоценовых лессово-почвенных отложений Сибирской субаеральной формации: диссертация ... доктора геолого-минералогических наук: 25.00.10. Новосибирск, 2006. 276 с.
- Матвіїшина Ж. М., Герасименко Н. П., Передій В. І., Брагін А. М., Івченко А. С., Кармазиненко С. П., Нагірний В. М., Пархоменко О. Б. Просторово-

часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України. Київ: Наукова думка, 2010. 192 с.

Набоких А. И. Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. *Материалы по исследованию почв и грунтов Херсонской губернии*. Одесса, 1915. Вып. 6. С. 17-27.

Петрова Г. Н., Нечаева Т. Б., Пospelова Г. А. Характер изменения геомагнитного поля в прошлом. Москва: Наука. 1992. 175 с.

Пилипенко О. В., Шаронова З. В., Трубихин В. М., Диденко А. Н. Тонкая структура и эволюция геомагнитного поля 75-10 тыс. лет тому назад на примере лёссово-почвенного разреза Роксоланы (Украина). *Физика Земли*. 2005. № 1. С. 66-73.

Пospelова Г. А. Геомагнитные экскурсы. Краткая история и современное состояние геомагнитных исследований в Институте физики Земли РАН. Москва: ИФЗ РАН. 2004. С. 44-55.

Сиренко Е. А. Новые материалы к палинологической характеристике эоплейстоценовых и нижнеэоплейстоценовых отложений левобережья среднего Днепра. *Геологічний журнал*. 2017. № 2 (359). С. 57-69.

Сіренко О. А. Субаеральні відклади еоплейстоцену – нижнього неоплейстоцену рівнинної частини України та їх палінологічна характеристика. *Вісник Дніпропетровського університету. Серія: геологія, географія*. 2017. № 25 (1). С. 101-118.

Третьяк А. Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1983. 256 с.

Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И. Магнитостратиграфическая шкала плейстоцена Украины. *Геофизический журнал*. 1994. № 2, т. 16. С. 3-14.

Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И., Макаренко В. Н., Дудкин В. П. Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое. Киев: Наук. думка, 1989. 156 с.

- Третьяк А. Н., Шевченко А. И., Дудкин В. П., Вигилянская Л. И. Палеомагнитная стратиграфия опорных разрезов позднего кайнозоя юга Украины. Киев: АН УССР, Ин-т геол. наук, 1987. 50 с.
- Шаронова З. В., Пилипенко О. В., Трубихин В. М., Диденко А. Н., Фейн А. Г. Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лессово-почвенном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75000 лет. *Физика Земли*. 2004. № 1. С. 4-13.
- Шкатова В. К. Магнитостратиграфическая шкала квартера. *Тез. Докл. Всеросс. Собрания «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке»*. СПб: ВСЕГЕИ. 1998. С.58-59.
- Akram H., Yoshida M., Ahmad M. Rock magnetic properties of the late Pleistocene Loess-Paleosol deposits in Haro River area, Attock basin, Pakistan: Is magnetic susceptibility a proxy measure of paleoclimate? *Earth Planets Space*. 1998. V. 50. P. 129-139.
- An Z. S., Wang J., Li H. Paleomagnetic research of the Lochuan loess section. *Geochimica*. 1977. № 4. P. 239-249.
- Baneijee S. K., Hunt C. P., Liu X. M. Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: A rock-magnetic approach. *Geophys. Res. Lett.* 1993. № 20. P. 843-846.
- Bassion F. C., Labeyrie L. D., Vincent E. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 12. P. 91-108.
- Beget J. E., Stone D. B., Hawkins D. B. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. *Geology*. 1990. V. 18. P.40-43.
- Bidegain J., Evans M., Velzen J. A magneto-climatological investigation of Pampean Loess, Argentina. *Geophysical Journal International*. 2005. V. 160. P. 55-62.

- Bogucki A., Maruszczak H., Nawrocki J. Stratigraphic and Paleogeographic Interpretation of Analysis Results of Magnetic Susceptibility of Loesses in Bojanice (NW Ukraine). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*. 1995. V. 50. P. 51-64.
- Bondar K., Ridush B. Rockmagnetic and palaeomagnetic studies of unconsolidated sediments of Bukovynka Cave (Chernivtsi region, Ukraine). *Quaternary International*. 2015. Vol. 357. P. 125-135. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.04.025>
- Bradley R.S. Paleoclimatology. San Diego: Academic Press, 1999. 3121 p.
- Bronger A. Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. *Quat. Int.* 2003. Vol. 106-107. P. 11-31.
- Champion D., Lanphere M., Kuntz M. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: discussion of short polarity reversals in the Brunhes and Late Matuyamapolarity chrons. *J. Geophys. Res.* 1988. 93, B10. P. 11667-11680.
- Chlachula J., Evans M., Rutter N. A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/paleosol record in Siberia. *Geophys. J. Int.* 1998. V. 132. P. 128-132.
- Chlachula J., Rutter N., Evans M. A late Quaternary loess-paleosol record at Kurtak, southern Siberia. *Can. J. Earth Sci.* 1997. V. 34. P. 679-686.
- Dealing J. A., Dann R. J., Hay K., Lees J. A., Loveland P. J., O'Grady K. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials *Geophys. J. Int.* 1996. Vol. 124. P. 228-240.
- Deng C., Zhu R., Verosub K. L., Singer M. J. Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central loess plateau of China over the last 1.2 Myr. *J. Geophys. Res.* 2004. Vol. 109. B01103.
- Ding Z.L., Ranov V., Yang S. L., Finaev A., Han J. M. and Wang G. A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002a. Vol. 200. P. 387-400.

- Ding Z., Yang S., Yu Z., Xiong S. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep sea $\delta^{18}O$ record. *Paleoceanography*. 2002b. V. 17 (3).
- Dodonov A. E., Zhou L. P., Markova A. K., Tchepalyga A. L., Trubikhin V. M., Aleksandrovski A. L., Simakova A. N. Middle-Upper Pleistocene bioclimatic and magnetic records of the northern Black Sea coastal area. *Quaternary International*. 2006. Vol. 149. P. 44-54.
- Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *J. Geophys. Res.* 2002. № 107. P. 1582.
- Evans M., Heller F. Environmental magnetism. Academic Press, 2003. 299 p.
- Fang X. M., Li J. J., Van der Voo R., MacNiocail C., Dai R. X., Kemp R. A., Derbyshire E., Cao J. X., Wang J. M., Wang G., 1997. A record of the Blake event during the last interglacial paleosol in the western Loess Plateau of China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146. P. 73-82.
- Fedorowicz S., Łanczont M., Bogucki A., Adamiec G., Bluszcz A., Moska P. Lessowy profil Korsziw, Ukraina – pierwsze wyniki komplementarnego datowania metodami TL, OSL i ^{14}C . *Zbirnyk naukowykh prac „Glacjal i peryglacjal ukrainskoho Peredkarpattja*. Lwów. 2011. P. 276-287.
- Fedorowicz S., Łanczont M., Bogucki A., Woźniak P.P., Wróblewski R., Adamiec G., Bluszcz A., Moska P. Datowania izotopowe w profilu Roksolany, 2011. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. C. 65-68.
- Fink J., Kukla G. J. Pleistocene climate in central Europe: at least 17 interglacial after the Olduvai event. *Quat. Res.* 1977. V. 7. P. 363-371.
- Forster T., Heller F. Paleomagnetism of loess deposits from the Tajik depression (central Asia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. 128. P. 501-512.
- Forster T., Heller F., Evans M. E., Havlicek P. Loess in the Czech Republic: magnetic properties and paleoclimate. *Stud. Geophys. Geodyn.* 1996. 40, 243-261.

- Gendler T. S., Heller F., Tsatskin A., Spassov S., Du Pasquier J., Faustov S. S. Roxolany and Novaya Etuliya – key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quaternary International*. 2006. Vol. 152-153. P. 78-93.
- Gozhik P., Gerasimenko N. The lower and middle Pleistocene of Ukraine. *Quaternary studies in Ukraine*. Kyiv, 2011. P. 9-26.
- Grimley D. A., Follmer L. R., Hughes R.E., Solheid P.A. Modern Sangamon and Yarmouth soil development in loess of unglaciated southwestern Illinois. *Quat. Sci. Rev.* 2003. Vol. 22. P. 225-244.
- Haase D., Fink J., Haase G., Ruske R., Pesci M., Richter H., Altermann M., K.-D. Jager. Loess in Europe – Its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 1301-1312. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.02.003
- Harrison C. G. The paleomagnetic record from deep-sea sediment cores. *Earth Sci. Rev.* 1974. V. 10. P. 1-36.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N. Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*. 1976. V. 194. P. 1121-1132.
- Hayward R. K. and Lowell T. V. Variations in loess accumulation rates in the mid-continent, United States, as reflected by magnetic susceptibility. *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 821-824.
- Head M. J., Gibbard P. L. Early-Middle Pleistocene transitions: linking terrestrial and marine realms. *Quaternary International*. 2015. Vol. 389. P. 7-46. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.042>
- Heller F., Liu T. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1984. 77. P. 125-141.
- Heller F., Liu T. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*. 1982. V. 300. P. 431-433.
- Heslop D., Langereis C. G., Dekkers M. J. A new astronomical timescale for the loess deposits of northern China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 184. P. 125-139.

- Hus J. J., Han J. The contribution of loess magnetism to the retrieval of past global changes some problem. *Phys Earth planet. Inter.* 1991. Vol. 70. P. 154-168.
- Hus J., Geeraerts R., Jordanova D., Evlogiev J. Magnetostratigraphy of loess-paleosol sequence in Viatovo, near Russe (Bulgaria). 1997. IAGA. 65 p.
- Jin C. S., Liu Q. S. Revisiting the stratigraphic position of the Matuyama–Brunhes geomagnetic polarity boundary in Chinese loess. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. V. 299. P. 309-317.
- Knudsen M. F., Abrahamsen N., Riisager P. Paleomagnetic evidence from Cape Verde Islands basalts for fully reversed excursions in the Brunhes Chron. *Earth and Planetary Science Letters.* 2003. V. 206. P. 199-214.
- Koulakovska L., Usik V., Haesaerts P. Early Paleolithic of Korolevo site (Transcarpathia, Ukraine). *Quaternary International.* 2010. Vol. 223-224. P. 116-130.
- Kukla G. Loess stratigraphy in central China. *Quat. Sci. Rev.* 1987. Vol. 6. P. 191-219.
- Kukla G., Heller F., Liu X. M., Xu T. S., An Z. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology.* 1988. Vol. 16. P. 811-814.
- Kukla G.J., 1975. Loess stratigraphy of Central Europe. In: Butzer K.W., Isaac G.L. (Eds), 1995. After the Australopithecines. Mouton, The Hague. P. 99-188.
- Kuselak J., Łanczont M., Bogucki A. B. New exposure of loess deposits in Boyanychi (Ukraine) – results of thermoluminescence analyses. *Geochronometria.* 2012. V. 39, (1). P. 84-100.
- Langereis C. G., Dekkers M. J., de Lange G. J., Paterne M., van Santvoort P. J. M. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophys. J.Int.* 1997. V. 129. P. 75-94.
- Lindner L., Bogutsky A., Gozhik P., Marks L., Łanczont M., Wojtanowicz J. Correlation of Pleistocene deposits in the area between the Baltic and Black Sea, Central Europe. *Geological Quarterly.* 2006. 50 (1) P. 195–210.

- Lindner R., Marks L. Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). *Geochronometria*. 2008. V. 31. P. 31-37.
- Liu Q. S., Roberts A. P., Rohling E. J., Zhu R. X., Sun Y. B. Post-depositional remanent magnetization lock-in and the location of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal boundary in marine and Chinese loess sequences. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 275. P. 102-110.
- Liu Q., Hu P., Jiang Z., Ge K., Roberts A. Magnetostratigraphy of Chinese loess–paleosol sequences. *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 150. P. 139-167.
- Liu T. S. Loess and Environment. Beijing: China Ocean Press, 1985. 237 p.
- Liu X. M., Shaw' J. J., Liu T. S., Heller F. Magnetic susceptibility of the Chinese loess-paleosol sequence: environmental change and pedogenesis. *J.geol. Sc. Land*. 1993a. Vol. 150. P. 583-588.
- Liu X., Liu T., Shaw J., Heller F., Xu T., Yuan B. Paleomagnetic and paleoclimatic studies of Chinese loess. Loess, Environment and Global Change (the series of the XIII INQUA Congress). Ed.-in-Chief Liu Tungsheng, Science Press, Beijing, 1991. P. 61-81.
- Liu X.M., Shaw J., Liu T.S., Heller F. and Cheng M.Y. Rock Magnetic Properties and Palaeoclimate of Chinese Loess. *J. Geomag. Geoelectr.* 1993b. Vol. 45. P. 117-124.
- Lovlie R. Paleomagnetic stratigraphy: a correlation method. *Quaternary International*. 1989. Vol. 1, 129-149.
- Lund S. P., Schwartz M., Keigwin L., Johnson T. Highresolution records of the Laschamp geomagnetic field excursion. *Journal of Geophysical Research*. 2005. V. 110. B04101.
- Lund S. P., Williams T., Acton G., Clement B., Okada M. Brunhes Epoch magnetic field excursions recorded in ODP Leg 172 sediments. In: Keigwin L., Rio D., Acton G. Proceedings of the Ocean Drilling Project. Scientific Results. 2001. V. 172, Ch. 10.

- Maher B. A., Alekseev A., Alekseeva T. Magnetic mineralogy of soils across the Russian steppe: climatic dependence of pedogenic magnetic formation. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2003. Vol. 201. P. 321-341.
- Maher B. A., Taylor R. M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soil. *Nature.* 1988. Vol. 336. P. 368-370.
- Matasova G., Kazansky A. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications. *Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geological Society.* 2004. V. 238. P. 145-173.
- Matviishina Zh., Mel' nichuk I., Perederyi V., Gerasimenko N. Vyazivok section. *The Ukraine Quaternary explored. Excursion guide of the SEQS 2001 conference, Ukraine.* 2001. P. 23-36.
- Meng X., Derbyshire E. and Kemp R. A. Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess. *Quat. Sci. Rev.* 1997. Vol. 16. P. 833-839.
- Merrill R. T., McElhinny M. W., McFadden P. L. The magnetic field of the Earth: paleomagnetism, the Core and the Deep Mantle. USA: Academic press, 1996. 531 p.
- Muhs D. R., Aleinikoff J. N., Stafford Jr T. W., Kihl R., Been J., Mahan S. A., Cowherd S. Late Quaternary loess in the northeastern Colorado: Part I Age and paleoclimatic significance. *GSABulletin.* 1999. Vol. III, no.12. P. 1861-1875.
- Nawrocki J., Bakhmutov V., Bogucki A., Dolecki L. The Paleo- and petromagnetic record in the Polish and Ukrainian loess-palaeosol sequences. *Phys. Chem. Earth (A).* 1999. V. 24. P. 773-777.
- Nawrocki J., Bogucki A., Łanczont M., Nowaczyk N. The Matuyama-Brunhes boundary and the nature of magnetic remanence acquisition in the loess-palaeosol sequences from the western part of the East European Loess province. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2002. V. 188. P. 39-50.

- Nawrocki J., Bogucki A., Wojcik A. The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate. *Boreas*. 1996. V. 25. P. 161-169.
- Nowaczyk N. R., Antonow M. High-resolution magnetostratigraphy of four sediment cores from the Greenland Sea - I. Identification of the Mono Lake excursion, Laschamp and Biwa I/Jamaica geomagnetic polarity events. *Geophys. J. Int.* 1997. V. 131. P. 310-324.
- Nowaczyk N. R., Frederichs T. W, Eisenhauer A., Gard G. Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 Ky of the Brunhes Chron. *Geophys.J.Int.* 1994. V. 117. P. 453-471.
- Opdyke N. D., Channell J. E. T. Magnetic stratigraphy. London: Acad. Press, 1996. 341 p.
- Pecsi M., Schweitzer F., Balogh J., Balogh M., Havas J., Heller F. A new loess-paleosol lithostratigraphical sequence at Paks (Hungary). *Loess in Form*. 1995. V. 3. P. 63-78.
- Petrova G. N., Pospelova G. A. Excursions of the magnetic field during the Brunhes chron. *Phys. Earth and Planet Int.* 1990. V. 63. P. 135-143.
- Pidwirny M. Physical Geography, 2005. Электронный ресурс.: [интерактив. учеб.] Режим доступа: <http://www.physicalgeography.net>, свободный.
- Rolph T. C., Shaw J., Derbyshire E., Wang J. T. A detailed geomagnetic record from Chinese loess. *Phys. Earth Planet. Inter.* 1989. V. 56. P. 151-164.
- Rousseau D.-D., Gerasimenko N., Matviischina Zh., Kukla G. Late Pleistocene Environments of the Central Ukraine. *Quaternary Research*. 2001. V. 56. P. 349-356. doi:10.1006/qres.2001.2270
- Rutter N. W., Ding Z. L., Evans M. E., Wang Y. C. Magnetostratigraphy of the Baoji loess-paleosol section in the north-central China Loess Plateau. *Quat. Int.* 1991. Vol. 7/8. P. 97-102.

- Sartori M. The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis. Doctor of Natural Sciences Thesis. Zürich, 2000. 231 p.
- Shackleton N., Berger A., Peltier W. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinb.* 1990. 81. P. 251-261.
- Shackleton N., Opdyke N. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quaternary Research.* 1973. V. 3. P. 39-55.
- Spassov S., Heller F., Evance M., Yue L. P., Ding Z. L. The Matuyama/Brunhes Geomagnetic polarity transition at Lingtai and Baoji, Chinese Loess Plateau. *Phys. Chem. Earth (A).* 2001. V. 26. P. 899-904.
- Sun Y. B., Qiang X. K., Liu Q. S., Bloemendal J., Wang X. L. Timing and lock-in effect of the Laschamp geomagnetic excursion in Chinese Loess. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. P. 4952-4961. <http://dx.doi.org/10.1002/2013gc004828>
- Tauxe L., Herbert T., Shackleton N. J., Kok Y. S. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and Asian loess sequences. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 140. P. 133-146.
- Tsatskin A., Heller F., Gendler T.S., Virina E.I., Spassov S., Du Pasquier J., Hus J., Hailwood E.A., Bagin V.I., Faustov S.S. New scheme of terrestrial paleoclimate evolution during the last 1.5 Ma in the western Black Sea region: integration of soil studies and loess magnetism. *Phys. Chem. Earth (A).* 2001. Vol. 26., № 11-12. P. 911-916.
- Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A. Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E.I. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine).

- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. Vol. 143. P. 111-133.
- Verosub K. L., Fine P., Singer M. J. and Ten Pas J. Pedogenesis and palaeoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-palaeosol sequences. *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 1011-1014.
- Verosub K. L. Geomagnetic excursions: a critical assessment of the evidence as recorded in sediments of the Brunhes Epoch. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, 1982. №149a. P. 161-168.
- Vlag P., Oches E., Banerjee S., Solheid P. The paleoenvironmental-magnetic record of the Gold Hill Steps loess section in central Alaska. *Phys. Chem. Earth, A*. 1999. V. 24. P. 779-783.
- Wang X., Yang Z., Lovlie, Sun Z., Pei J. A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 159. P. 109-117.
- Westgate J. A., Stemper B. A., Pewe T. L. A 3 m.y. record of Pliocene–Pleistocene loess in interior Alaska. *Geology*. 1990. V. 18. P. 858-861.
- Zheng H. B., An Z. S., Shaw J. New contributions to Chinese Plio-Pleistocene magnetostratigraphy. *Phys. Earth Planet. Inter.* 1992. V. 70. P. 146-153.
- Zhou L. P., Oldfield F., Wintle A. G., Robimson S. G, Wang J. T. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*. 1990. Vol. 346. P. 737-739.
- Zhu R. X., Zhang R., Deng C. L., Pan Y. X., Liu Q. S., Sun Y. B. Are Chinese loess deposits essentially continuous. *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34.
- Zhu R. X., Zhou L. P., Laj C., Mazaud A., Ding Z. L. The Blake geomagnetic polarity episode recorded in Chinese loess. *Geophys. Res. Lett.* 1994. 21. P. 697-700.
- Zhu R., Wu H., Li C., Ding Z., Guo Z. Magnetic properties of Chinese loess and its paleoclimate significance. *Science in China (Series B)*. 1995. Vol. 38, No.2. P. 238-244.

2. ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

2.1. Розрізи Бояничі, Коршів (Волинська височина)

Розрізи Бояничі і Коршів відносяться до Волинської лесової височини (рис. 2.1) – геоморфологічної підобласті Волино-Подільської височини. Волинська височина має чіткі орографічні межі, особливо на півночі та півдні, де вона утворює уступи різної висоти до Волинського і Малого Полісся. Протяжність Волинської височини із заходу на схід близько 200 км, ширина – 50 м, площа височини – приблизно 10 тис. км².

У геоструктурному відношенні Волинська височина є частиною Східноєвропейської платформи, ускладненої Львівським палеозойським прогином. Докембрійський кристалічний фундамент опущений тут на глибину 5-7 км і перекривається складно побудованою товщею рифейських, кембрійських, ордовицьких, силурійських, девонських, кам'яновугільних, юрських і верхньокрейдових відкладів [Богуцький та ін., 2007].

Рельєф ложа антропогенових порід складений переважно верхньокрейдовими породами, представленими сірими, світло-сірими і білими мергелями, глинистою крейдою, писальною крейдою та крейдоподібними вапняками. В осьовій частині Львівського палеозойського прогину потужність верхньокрейдових порід досягає 1 000 м.

Найбільшу роль у формуванні рельєфу височини відіграють крейдові відклади, які на величезних площах слугують підантропогеновою поверхнею. Палеогенові та неогенові відклади збереглися від розмиву лише на найбільш піднятих ділянках і становлять переважно вершини Повчанської (324 м) та Мізоцької (342 м) височин, а також західної частини Гощанського плато. В районі Повчанської височини на денну поверхню виходять складнодислоковані породи середнього девону (балки Каменяря, Біла Дебря та ін.) [Богуцький та ін., 2007].

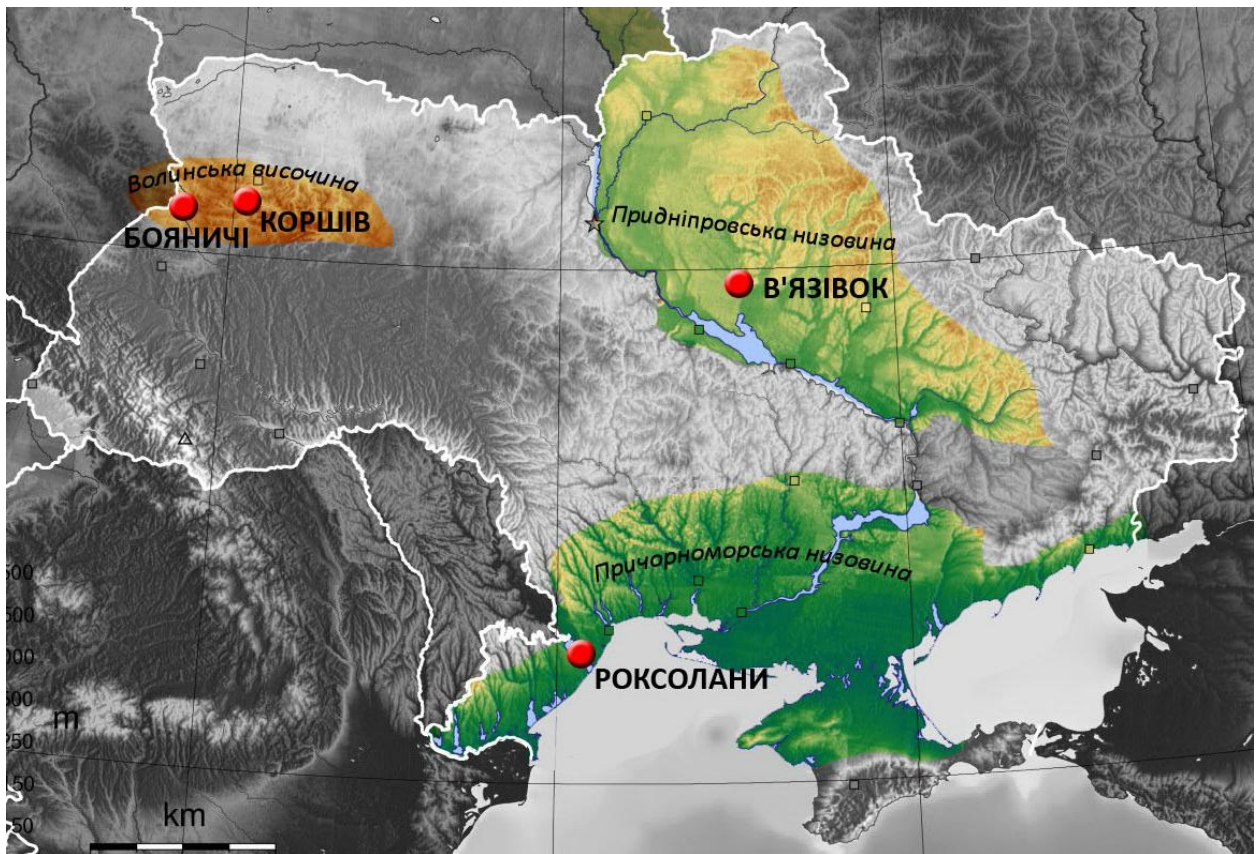


Рис. 2.1. Географічне положення вивчених розрізів.

Загальний нахил Волинської височини простежено з півдня на північ, у цьому ж напрямі вона розчленована головними ріками височини – Західним Бугом, Стиром, Горинню. На різних ділянках височини рельєф має різну будову, що дало змогу П. М. Цисю виділити в її межах низку геоморфологічних районів [Богуцький та ін., 2007].

У рельєфі Сокальсько-Торчинської пасмової височини виділено три чітких пасма, розмежованих притоками р. Стир – Черногузкою та Липою, з одного боку, і притоками р. Західного Бугу – Лугами – з другого. З'ясовано, що в епоху нижньоплейстоценового зледеніння зниження Луга – Черногузка та Луга – Липа були прохідними та по них проходив стік талих льодовикових вод. Пасма Сокальсько-Торчинської височини мають широтне простягання, що в загальних рисах збігається з орографією поверхні корінних верхньокрейдових порід, а також пологих пликативних структур у кам'яновугільних відкладах. Максимальні абсолютні позначки рельєфу

району становлять 270-280 м і більше, мінімальні – 200-210 м, максимальні відносні висоти (50 м і більше) простежено на півночі та півдні району.

Західна частина Волинської височина вкривалась окським покривним материковим зледенінням. Це підтверджено й динамічною дією льодовика на підстелюючі породи, й льодовиковими (моренними) відкладами, й долинами стоку талих льодовикових вод та ін. [Богущкий та ін., 2007]. Одним із розрізів, де розкрито льодовикові відклади, є розріз Бояничі. Розріз Бояничі відноситься до Сокальсько-Торчинської пасмової височини.

Волинська лесова височина – класичний район розповсюдження лесів. Леси утворюють тут майже суцільний покрив (за винятком річкових заплав і крутих схилів Мізоцької та Повчанської височин) загальною потужністю до 25 м і більше. Волинська височина – ділянка, де розробляли практично усі стратиграфічні та інженерно-стратиграфічні моделі лесово-грунтової серії Волино-Поділля, схеми розвитку палеокріогенезу у плейстоцені тощо [Богущкий та ін., 2007].

Леси Волинської височини – найдетальніше вивчені в Західній Україні. На ній розташовані стратотипи більшості виділених стратиграфічних горизонтів, підгоризонтів, етапів кріогенезу тощо. На височині розташований також і розріз Коршів – стратотип коршівського викопного ґрунтового комплексу [Богущкий та ін., 2007; Богущкий, Волошин, 2013].

Лесовий покрив височини слугував фактологічною базою розробки П. А. Тутковським еолової гіпотези походження лесів. Його праця «К вопросу о способе образования лёсса» (1899) не втратила свого значення дотепер. Леси Волинської височини в останні десятиріччя вивчають системно, із застосуванням найсучасніших методик вивчення антропогенових відкладів, у тому числі методів палеомагнітних, абсолютного датування, палеокріологічних і ін. На Волинській височині комплексно вивчено понад 10 опорних розрізів (Коршів, Бояничі, Горохів, Торчин, Нововолинськ, Дубно, Рівне, Басів Кут і ін.) [Богущкий та ін., 2007]. Детальний опис розрізу Бояничі подано в [Nawrocki et al., 1996].

На Волинській височині зразки для палеомагнітних і петромагнітних досліджень були відібрані у ході геолого-геофізичної експедиції Інституту геофізики влітку 2008 р. у двох кар'єрах: поблизу с. Бояничі (50°29'26" пн. ш. і 24°10'19" сх. д.) в Сокальському р-ні Львівської обл.; у розрізі Коршів (50°39'44" пн. ш. і 25°07'40" сх. д.) – поблизу с. Новокоршів в Луцькому р-ні Волинської обл., розташованого за 18 км від обласного і районного центру – Луцька. Відібрано 148 орієнтованих штуфів у розрізі Бояничі, 78 штуфів у розрізі Коршів. У лабораторних умовах із 490 рівнів у розрізі Бояничі і 304 у розрізі Коршів було виготовлено стандартні орієнтовані зразки кубічної форми з розміром ребра 20 мм.

Місце відбору зразків з розрізу Бояничі знаходиться на південно-західній околиці с. Бояничі в старому кар'єрі біля асфальтованої дороги. Розріз представлений четвертинними відслоненнями видимою потужністю 12 м. Початок відбору здійснювався зверху вниз. Зразки №1-75 відібрані з розчищення у східній стінці кар'єру на відстані 400 м від дороги, перший рівень узятий на 1 м нижче від поверхні. Штуфи № 76-148 взяті з розчищення у південному борті кар'єру приблизно в 400 м від першого розчищення. Відбір початий на 1,3 м нижче верхнього рівня темного маркуючого горизонту. Літологія обох розчищень представлена у табл. 2.1. Експрес-опис (табл. 2.1) виконано А. Богуцьким по відновленій зачистці 2007 року, котра готувалась до українсько-польського семінару.

Табл. 2.1. Стратиграфічне розчленування й літологічна характеристика опорного розрізу Бояничі

Глибина, м	Літолого-стратиграфічна характеристика порід
до 0,1	Насипний ґрунт (викиди кар'єру). Дуже неоднорідний супіщаний матеріал: суміш лесу і супісків гумусного шару сучасного ґрунту. Перехід ясний.
0,1-1,25	Нижня частина гумусного горизонту сучасного ґрунту. <i>Супіски</i> темно-сірі, з коричневим відтінком, макропористі, до підшови шару стають більш світлими.

1,25-1,80	Горизонт В сучасного ґрунту. Складений переважно <i>супісками</i> , місцями <i>суглинками</i> темно-жовтого кольору, з великою кількістю червоточин (діаметром близько 2,0 см), кротовин діаметром близько 7,0 см. І кротовини, і червоточини заповнені матеріалом горизонту А1. Із соляною кислотою взаємодіють ділянками, місцями добре видно і вторинні карбонати.
1,8-2,0	Материнська порода сучасного ґрунтоутворення. Це <i>леси</i> палеві, макропористі, з поодинокими кротовинами. Нижній контакт ясний, підкреслений смугою бурого озалізнення, хвилястий.
2,0-3,0	Красилівський підгоризонт (kr) (похований діяльний шар). <i>Супіщаний</i> , жовтувато-сірий, з голубуватим відтінком (наслідок оглеєння), інтенсивно озалізнений, закипає з соляною кислотою. Породи розбиті вертикальними тріщинами з патьоками білих карбонатів, іноді бурого озалізнення, часто містять дутики до 4,0 см діаметром. В <i>суглинках</i> велика кількість залізо-манганових новоутворень до кількох міліметрів діаметром, є чорні (манганові) плями до 2,0 см. Нижній контакт ясний, хвилястий.
3,0-3,6	<i>Лес (надрівненський)</i> найбільш типовий, однорідний, карбонатний, макропористий, палевий, з бурими крапковими залізо-мангановими новоутвореннями, а також щільними, діаметром до 2-3 мм.
3,6-4,1	Рівненський підгоризонт (ro) . Складений <i>супісками</i> карбонатними, палевими, з голубуватим відтінком через оглеєння. По верхньому і нижньому контактах підгоризонту смуги бурого озалізнення і сизого оглеєння. У шарі багато плям і лінзочок гумусованого матеріалу до 2,0 см діаметром. Нижня частина шару має більшу щільність, тут смуги бурого озалізнення підкреслюють її складну внутрішню будову, іноді навіть плікативну деформованість порід підгоризонту.
4,1-5,4	<i>Лес підрівненський</i> , жовтувато-сірого кольору, підвищеної вологості, місцями леси неясно-шаруваті, що підкреслюється оглеєнням і озалізненням. Леси карбонатні на усю потужність, вони супіщані, з крапковими чорними і бурими залізо-мангановими новоутвореннями. Нижній контакт ясний, за зміною кольору. Підкреслюється смугою бурого озалізнення.
5,4-5,9	Підгоризонт наддубнівської соліфлюкції . <i>Супіщаний</i> , місцями <i>суглинистий</i> . Колір порід сірий і зеленувато-сірий. Породи карбонатні, з дутиками діаметром до 3,0 см, значною вологістю.

	Суглинки плікативно деформовані, що підкреслюється озалізненням. У шарі чимало залізо-манганових новоутворень. Нижній контакт ясний, хвилястий, підкреслюється смугою бурого озалізнення, під нею добре видно дубнівський ґрунт.
5,9-6,7	Дубнівський викопний ґрунт (du). Колір тут сизий (голубувато-сірий). Ґрунт <i>суглинистий</i> , закипає з соляною кислотою тільки у верхніх 0,5 м шару. Породи шаруваті, містять залізо-манганові новоутворення до 3 мм діаметром.
6,7-7,6	Піддубнівський лес (нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів). <i>Суглинистий</i> , жовтувато-бурий, карбонатний, у нижній частині темніший, з червонуватим відтінком. Нижній контакт ясний, за зміною кольору і зникненням карбонатності. Нижню частину цього горизонту можна розглядати як надгорохівську соліфлюкційну пачку. До надгорохівської соліфлюкційної пачки слід віднести і 0,2 м (інтервал 7,4- 7,6 м) дуже денудованої і частково перевідкладеної (лінзи, гриви) товщі суглинків гумусного горизонту горохівського викопного ґрунтового комплексу.
7,6-9,2	Горохівський викопний ґрунтовий комплекс (ho). Має добре диференційований профіль. Горизонт А1 має потужність 0,6 м. Він суглинистий, темно-сірий, з коричневим відтінком, не закипає з соляною кислотою, у нижній частині з великою кількістю червоточин до 2 см діаметром. Нижній контакт язиковатий: язики-косми регулярно (через 0,5-1,0 м) відходять від нижнього контакту в горизонт В. Ширина косм рідко перебільшує 10 см, глибина до 1,0 м і більше. Є також поодинокі «гігантські» косми. Горизонт В горохівського комплексу має розкрити потужність біля 1,0 м. Він темно-жовтий, з червонуватим відтінком, неясно-верстуватий, що добре підкреслюють смуги бурого озалізнення. У нижній частині горизонту В трапляються кротовини, заповнені матеріалом горизонту А і степового ґрунту (ґрунту другої фази). Моноліт: 67 – можливо репрезентує горизонт А і лісового ґрунту, тобто ґрунту першої фази горохівського комплексу.
9,2-10,9	Лес карбонатний, за простяганням неоднорідний, неоднорідний і в розрізі. У верхніх 1,0-1,2 м він більш однорідний, супіщаний, карбонатний, неясноверстуватий, з патьоками бурого

	озалізнення і чорного оманганування. Є карбонатні інкрустації тріщин, дутики до 3 см у діаметрі. Місцями тут прекрасно виявлена неповно сітчаста пост-криогенна текстура, з висотою сітки до 1 см. А ще краще ця сітка виявлена у нижній половині шару. Тут інтенсивніше оглеєння, ще більше озалізнення, підвищена вологість, зростає кількість залізисто-манганових новоутворень. Нижній контакт хвилястий.
10,9-11,5	Надтернопільська соліфлюкційна пачка. Вона двох компонентна. Тут представлені описані вище <i>леси</i> , дуже збагачені псевдоміцелієм, дутиками, залізисто-мангановими новоутвореннями, плікативно деформовані, а також <i>суглинки</i> голубувато-сірі карбонатні, ближчі за морфологією до гумусного горизонту тернопільського ґрунту. Вони голубувато-сірі, також карбонатні, з великою кількістю залізисто-манганових новоутворень до 0,5 см у діаметрі. Буре озалізнення підкреслює складну язиковато-лінзовидну будову шару. Глейові суглинки більше тяжіють до нижньої частини пачки. Перехід ясний, за зростанням однорідності порід, зміною кольору і літології.
11,5-11,9	Тернопільський підгоризонт (te). У даному розрізі є усі підстави розглядати його як тернопільський ґрунт, з добре розвиненим генетичним профілем. Гумусний горизонт <i>суглинистий</i> , карбонатний, голубувато-сірий, з субвертикальними карбонатними вузькими (перші міліметри) тріщинами і великою кількістю чорних пухких залізисто-манганових новоутворень діаметром до 1 см. Нижній контакт ясний, за зміною кольору. Горизонт В потужністю 0,2 м уже <i>супіщаний</i> , також з великою кількістю залізисто-манганових конкрецій, карбонатів. Досить однорідний, жовтувато-бурий. Нижній контакт поступовий.
11,9-12,5	<i>Супіски</i> карбонатні, голубуваті, світло-бурі озалізенні, оглеєні, з карбонатними дутиками і великою кількістю крапкових і дещо крупніших залізисто-манганових новоутворень.
12,5-12,9	Надкоршівська соліфлюкційна пачка складена описаними вище <i>лесами</i> , а також лінзами, гривами <i>суглинків</i> коршівського гумусного горизонту.
12,9-15,2	Коршівський викопний ґрунтовий комплекс (ко) , западинний варіант. Ґрунт другої фази (верхній). A1 – гумусний горизонт, потужністю 0,5 м. Він легко <i>суглинистий</i> , темно-сірий, однорідний, щільний,

	<p>безкарбонатний, у нижній частині дещо освітлений. Від горизонту відходять поодинокі косми, приблизно до 1,0 м глибиною. Є також червоточини, до 1 см і чорні залізо-манганові новоутворення, до 2-3 мм у діаметрі. У нижній частині біляста підзолиста присипка.</p> <p>A2 (елювіальний горизонт) (нижня частина 118 зразка). Він <i>супіщаний</i> (пудра) білясто-коричневий, досить однорідний.</p> <p>Горизонт В потужністю 0,5 м <i>супіщаний</i>, у верхній частині з білястою підзолистою присипкою, грудкуватий, дуже щільний, коричневий (брудно-жовтий), з великою кількістю чорних залізо-манганових новоутворень діаметром до 0,5 см, переважно пухких. Перехід поступовий.</p>
15,2-15,6	Гумусний (A1) горизонт ґрунту першої фази коршівського ґрунтоутворення <i>суглинистий</i> , темно-коричневий, грудкуватий, дуже щільний, однорідний, лише місцями пробитий космами гумусного горизонту ґрунту другої фази.
15,6-16,3	Горизонт В ґрунту першої фази коршева <i>суглинистий</i> , дуже щільний, безкарбонатний, червонувато-бурий. Тут є крапкові залізо-манганові новоутворення.
16,3-17,5	Підкоршівський лес, відмитий від карбонатів, супіщаний значно меншої щільності, однорідний, зволожений (у зоні капілярного підняття).
17,5-...	Червонувато-коричневі <i>суглинки з луцького (I) ґрунту</i> .

Місце відбору зразків з розрізу Коршів знаходиться біля с. Новокоршів, у великому кар'єрі з видобутку сировини для цегельних заводів м. Луцьк. Геоморфологічно це слабкорозчленована вододільна лесова рівнина, обмежена з півночі прохідною долиною Луга – Черногузка. Це один із найповніше вивчених розрізів лесово-ґрунтової серії Волино-Поділля. Він є стратотипом коршівського викопного ґрунтового комплексу, луцького ґрунту, детально продатований [Fedorowicz et al., 2011]. Розріз неодноразово демонстрували учасникам міжнародних конференцій і семінарів. Тут уперше описано декілька генерацій псевдоморфоз по полігонально-жильних льодах середньоплейстоценового кріогенезу. Дуже важливо, що розріз і досі

доступний для вивчення на всю потужність. Нижче наведено детальний опис порід розрізу Коршів-опорний за [Богуцький, Волошин, 2013].

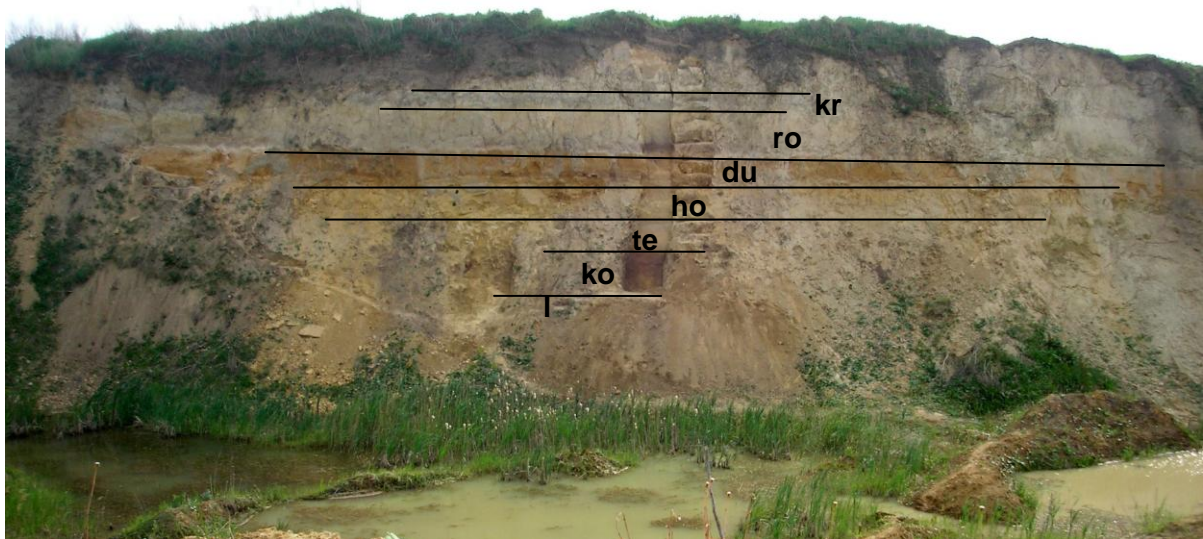


Рис. 2.2. Опорний розріз Коршів. Стратиграфічне розчленування згідно [Богуцький, Волошин, 2013].

Табл. 2.2. Стратиграфічне розчленування й літологічна характеристика опорного розрізу Коршів

Глибина, м	Літолого-стратиграфічна характеристика порід
0-0,2	Антропогенні нагромадження, це зруйнований кар'єрними роботами і перевідкладений <i>сучасний ґрунт</i> , супіщаний, сірий, неоднорідний, з різким нижнім контактом. Очевидно, зрізана і верхня частина красилівського підгоризонту, що залягає нижче.
0,2-1,2	Красилівський підгоризонт (kr) , супіщаний, голубувато-сірий, дуже оглеєний, з білястою підзолистою присипкою, не взаємодіє з НСІ (очевидно, за рахунок промивних процесів у западині), дуже щільний, з великою кількістю кілець Лізеганга до 1-1,5 см у діаметрі. У шарі прекрасна плитчастість (висота 1 см), по плитчастості – озалізнення, перехід поступовий з появою карбонатності.
1,2-2,6	Леси карбонатні , з великою кількістю крапкових бурих залізисто-манганових утворень, оглеєні і озалізнені, озалізнення буре у вигляді плям до 15 см у діаметрі і смуг, які підкреслюють дуже складну внутрішню будову лесів. Леси вертикально

	тріщинуваті, супіщані. З глибини 2,8 м нарастає оглеєність лесів, їх озалізнення і плекативна деформованість, тому нижній контакт дуже нерівний і не виключено, що він проходить на поверхні рівненського підгоризонту.
2,6-3,3	З глибини 2,6 м – <i>супіски (ro?)</i> щільні, більш вологі, не закипають з НСІ. Закипають лише за межами давньої западини, дуже озалізнені, палеві і голубувато-сірі, часто бурі від озалізнення. Залізисто-манганові новоутворення крапкові й у вигляді конкрецій до 3 мм. Потужність цього підгоризонту (можливо, <i>рівненського</i>) 0,7 м, тобто його підшва на глибині 3,3 м
3,3-5,1	<i>Леси</i> оглеєні, голубувато-сірі, плямисто і смугасто озалізнені, оглеєні, карбонатні, відносно однорідні, нижній контакт поступовий за зміною кольору і помітним наростанням оглеєння.
5,1-6,9	Відносно однорідна пачка голубувато-сірого кольору, <i>супіщана</i> , здебільшого карбонатна, дуже озалізнена і оглеєна. Не виключено, що вона охоплює <i>дубнівський ґрунт (du)</i> і частково <i>наддубнівську соліфлюкцію</i> і <i>лес 4 стадії</i> . Принаймі у нижній частині цієї пачки добре видно ґрунт А-горизонту горохівського комплексу. Нижній контакт ясний, за зміною кольору, нерівний.
6,9-7,9	<i>Горохівський викопний ґрунтовий комплекс (ho)</i> . Гумусний горизонт розкрито повністю, В-горизонт лише 10 см. Складений гумусний горизонт важкими <i>супісками</i> , темно-коричневими, у нижній частині дещо світлішими. Не закипають з НСІ. У нижній частині з червоточинами. Нижній контакт ясний. Горизонт В горохова розкрито лише 10 см. Це червонувато-коричневі, щільні <i>супіски</i> , безкарбонатні. Нижче у розрізі 0,5 м (ймовірно, горизонту В) не розкрито.
8,4-8,8	Горизонтально-верстувата <i>піщана</i> пачка. Піски різнозернисті, сірі, світло-сірі, переважно горизонтально-верстуваті, що підкреслено озалізненням і оманганцюванням. Нижній контакт ерозійний, хвилястий, різкий. У зачистці піски залягають на розмитій поверхні тернопільського підгоризонту.
8,8-9,4	<i>Тернопільський підгоризонт (te)</i> , <i>суглинистий</i> , сірий, голубувато-сірий, дуже оглеєний, карбонатний, з чорними і бурими пухкими залізисто-мангановими новоутвореннями до 0,5

	см.
9,4-10,4	<p>Надкоршівські суглинки, нижня частина містить гриви суглинків горизонту А1 другої фази коршева.</p> <p>Породи карбонатні, голубувато і зеленувато-сірі, досить однорідні, дуже озалізовані і оглесні. Озаліження смугасте і плямисте, є також тріщини з потьоками гідроокислів. Нижній контакт ясний.</p> <p>У нижній частині описаних суглинків добре видно гриви горизонту А1 другої фази корева, тобто є всі підстави вважати, що нижня частина описаних суглинків до 0,4-0,5 м може розглядатись як надкоршівська соліфлюкційна пачка.</p> <p>Нижче цієї пачки у зачистці, що розташована в 70 м на південь від описної у нижньому уступі відібрано наступний розріз.</p>
10,4-12,9	<p>Коршівський виконний ґрунтовий комплекс (ко), виражений прекрасно у вигляді двох автоморфних ґрунтів.</p> <p>Ґрунт другої фази – потужність 1,5 м. Гумусний горизонт – 0,9, горизонт В – 0,6 м.</p> <p>У гумусному горизонті переважний колір – темно-сірий з коричневим відтінком, у нижній частині освітлений. Практично по усьому шару величезна кількість червоточин діаметром до 2 см, заповнених або темним гумусним матеріалом, або світлішим з горизонту В. З НСІ породи не взаємодіють. Де-не-де є тріщини, які розпочинаються з поверхні горизонту і містять вторинні карбонати.</p> <p>Нижній контакт язиковатий, язики-косми – глибиною до 1 м і більше, і шириною у верхній частині до 0,3 м і більше, спостерігаються через кожних 1,5-1,7 м і більше.</p> <p>У В-горизонті <i>супіски</i> палеві, з буруватим відтінком, інтенсивно біогенно перероблені: маса червоточин до 2 см з гумусним наповнювачем і маса кротовин, заповнених матеріалом горизонту А1 діаметром до 5-7 см.</p> <p>Нижній контакт ясний за зміною кольору.</p> <p>Гумусний горизонт ґрунту першої фази коршева має потужність 0,3-0,4 м. Він темно-палевий, переповнений чорними залізо-мангановими новоутвореннями діаметром до кількох мм.</p> <p>Потужність В-горизонту першої фази – 0,5-0,6 м. Це світло-коричневі з червонуватим відтінком, легкі <i>суглинки</i>, не карбонатні, дуже щільні, оструктурені (грудкуваті), з ясним нижнім контактом.</p>

12,9-13,3	Горизонт соліфлюкції потужністю 0,4-0,5 м. Горизонт смугастий, в окремих смугах темно-сірі суглинки, очевидно, із А1 луцька. Є смуги більш <i>лесоподібного</i> матеріалу. З НСІ породи не взаємодіють. Колір сірий, темно-сірий, світло-коричневий, іржаво-бурий. Породи переповнені чорними залізо-мангановими конкреціями діаметром до 0,5 см. Нижній контакт поступовий.
13,3-14	<i>В-горизонт луцький (I)</i> . Суглинки червонувато-коричневі, щільні, безкарбонатні, однорідні, з великою кількістю здебільшого чорних залізо-манганових новоутворень до 2-3 мм, більшість з них крапкові. У нижній половині шару різко наростає оглеєння. Нижній перехід поступовий.
14,0-14,7	Суглинки голубувато-коричневі, відмиті від карбонатів, дуже оглеєні, легкі, іноді це <i>супіски</i> лесовидні. По усьому шару крапкові чорні залізо-манганові новоутворення. Перехід ясний за зміною кольору і появою карбонатності.
14,7-15,9	<i>Карбонатні супіски</i> , голубувато-сірі, з бурими плямами і смугами. Є багато вторинних карбонатів, включаючи невеличкі до 1 см конкреції. Характерною ознакою шару є наявність трубопровідних структур, нахилених по давньому рельєфі. Ширина цих труб по 0,2 м. Вони складаються з великої кількості смуг бурого озалізнення і глею (чимось нагадує гігантське кільце Лізеганга). У шарі є кротовини, заповнені сірим матеріалом (можливо, колишнього горизонту А) і численні чорні залізо-манганові конкреції до 2 мм, швидше за все це варіант <i>сокальського ґрунту (so)</i> . Зачистка доведена до дзеркала води.

2.2. Розріз Роксолани (Причорноморська низовина)

Розріз Роксолани відноситься до найвідоміших і багаторазово досліджуваних європейських лесових профілів як з точки зору численних і добре розвинених викопних ґрунтів, розділених горизонтами лесів, так і з огляду на дискусію довкола проблеми віку цих горизонтів, зокрема положення палеомагнітної границі Брюнес-Матуяма [Богущкий та ін., 2013].

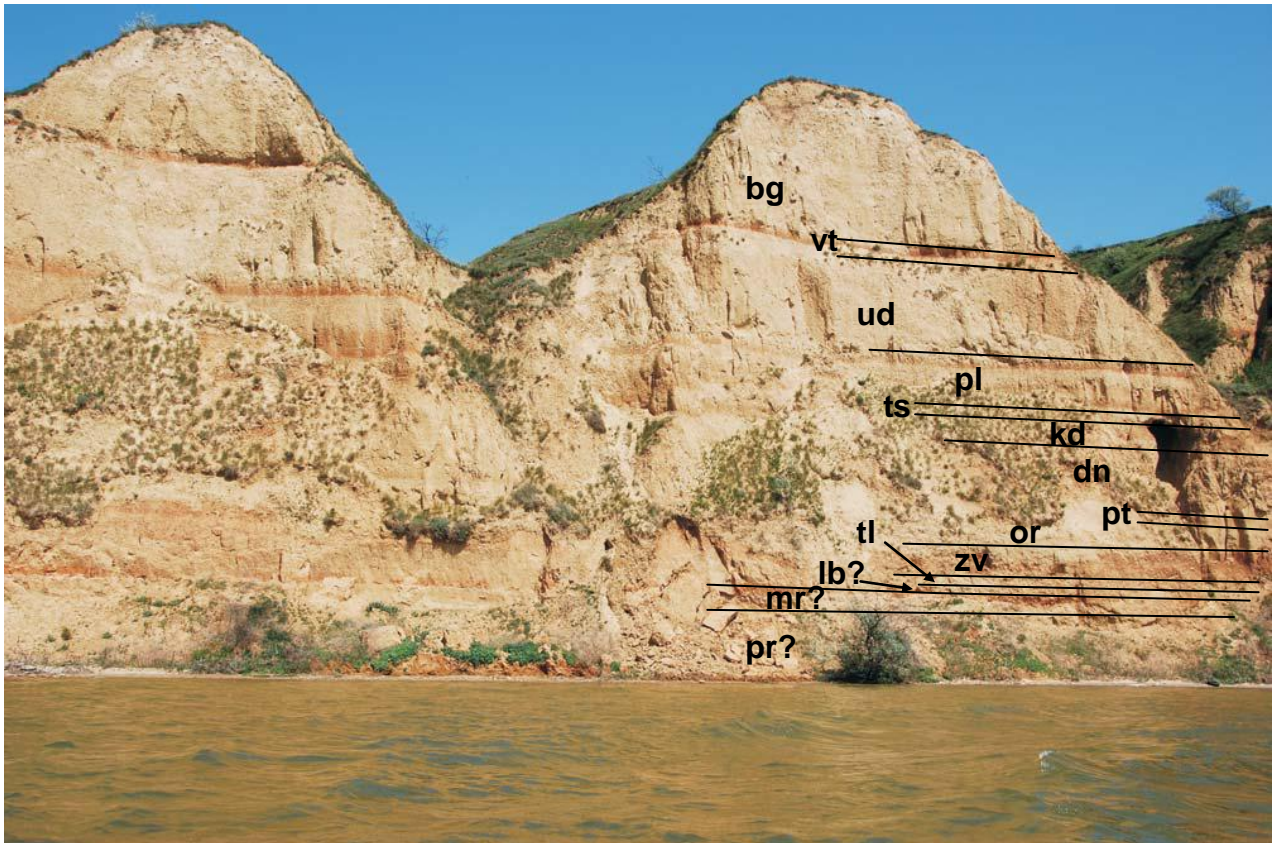


Рис. 2.3. Лесові кліфи поблизу с. Роксолани, вид з боку Дністровського лиману. Позначення стратиграфічних горизонтів згідно [Богуцький та ін., 2013].

Розріз розташований на лівому березі Дністерського лиману на північ від с. Роксолани Овідіопольського р-ну Одеської обл. (46°10' пн.ш., 30°27' сх.д.) в межах Дністерсько-Бузької рівнини, яка відноситься до південно-західної частини Причорноморської низовини (рис. 2.1). Це акумулятивна, плоска, слабкохвиляста і слабкорозчленована рівнина висотою 10-50 м. Вона дещо нахилена в південному і східному напрямках. Характерні риси рельєфу Причорноморської низовини обумовлені блоковою тектонікою з субпівденним та субширотним напрямками дислокацій [Богуцький та ін., 2013]. Нерівномірна амплітуда рухів призвела до різного нахилу блоків. В постпонтійському часі наступив етап послаблення рухів, наслідком яких є низка деформацій, головним чином плікативних, рідше флексурних і диз'юнктивних переміщень. До районів понижень пристосувались річкові долини, лимани, балки, низькі акумулятивні відрізки берегів і затоки. Слабко

розчленовані межиріччя біля моря закінчуються переважно крутими абразійними уступами. Тут широко розповсюджені плейстоценові відклади – лагунні, алювіально-дельтові й алювіальні, а також потужні лесово-грунтові покриви на терасах і межиріччях [Богущкий та ін., 2013].

Дністерський лиман орієнтований NW-SE, має довжину близько 40 км, а ширину – від 4 до 12 км. Відокремлений від моря піщаним пересипом – косою Бугаз (завширшки від 40 до 500 м). Кліфовий берег лиману розташований на північ від с. Роксолани, має довжину 1,5 км і орієнтований на NNW-SSE. Він порізаний чисельними глибокими ярами довжиною до 150-200 м і більше. В середній і південно-східній частинах цього відтинку берега гирла ярів мають трикутну форму і закінчуються безпосередньо над вузьким пляжем, а ділянки між ярами мають вигляд свіжих лесових кліфів (рис. 2.3) – характерними є нависання величезних блоків лесів, обумовлених їхньою вертикальною тріщинуватістю. У межах самих ярів дуже активними є процеси ерозії, суфозії, обвальні, зсувні тощо. Дно ярів дуже вузьке, різко нахилене до лиману. На схилах ярів спостерігаються чисельні ступені, обумовлені різновисотним положенням обвалених лесових блоків. В північно-західній частині берегової смуги досліджуваного району є дуже характерна плоска, слабо нахилена до моря алювіально-пролювіальна рівнина (на зразок дельти, конусу виносу). Водночас безпосередньо на береговому кліфі та відслонених стінках ярів спостерігається потужна лесово-грунтова серія, в основі якої залягає пачка руслового і заплавного алювію VII (кіцканської) тераси Дністра, а також цоколь тераси, збудований неогеновими органогенними вапняками (понт і частково середній сармат). Висота цоколю над рівнем лиману близько 1 м [Богущкий та ін., 2013].

У розрізі Роксолани зразки для палеомагнітних досліджень були відібрані у ході двох експедицій у 2012 і 2013 р. у 9 відслоненнях (рис. 2.4) при безпосередній участі автора. Було відібрано 110 зразків-циліндрів, 127 штуфів, виготовлено стандартні орієнтовані зразки кубічної форми з 503 рівнів.



Рис. 2.4. Місцерозташування відслонень поблизу с. Роксолани, досліджених автором у 2012 (R1-R5) і 2013 (R6-R9) роках, на тлі карти Google Earth.

Нижченаведений опис частково взятий із роботи [Богуцький та ін., 2013], підготовлений до українсько-польського семінару в Роксоланах у 2013 р., який проходив одночасно з експедицією. Стратиграфічне розчленування відкладів, що відслонюються під тилігульським лесом на глибині нижче 46 м (у розчистках R6, R7), проведено геологами неостаточно. Горизонти, стратиграфічна прив'язка яких ще потребує уточнення, позначені символом «?» у круглих дужках.

Загальна потужність відкладів у повному розрізі Роксолани, дослідженому у 2012-2013 рр., становить 56,5 м.

Табл. 2.3. Стратиграфічне розчленування й літологічна характеристика опорного розрізу Роксолани

Глибина, м	Літолого-стратиграфічна характеристика порід
	<p>Розчистка 1 (R1) розташована у вершині одного із ярів, найглибше врізаного в плоску рівнину поблизу перехрестя доріг, що йдуть від с. Роксолани у напрямку до сільськогосподарських полів (рис. 2.4).</p>
0-1,30	<p>Сучасний ґрунт (Н). Сформований на лесах.</p> <p>Гумусовий (Н) горизонт має потужність до 0,4 м, зверху прикритий перевіяним пилом, антропогенно порушений. Горизонт супіщаний, неоднорідний, зі строкатим забарвленням, найтемніший (темно-сірий) колір (10YR4/1) у нижній частині шару. Із соляною кислотою закипає бурхливо. Нижній контакт гострий, техногенний.</p> <p>Ілювіальний (I_{карб.}) горизонт має потужність 1,45 м. Добре виділяється у профілі як в сухій, так і вологій відмінах. Горизонт супіщаний, макропористий, вертикально тріщинуватий, карбонатний, у верхній частині колір темно-жовтий (10YR6/4), у нижній частині він дещо освітлений (10YR7/4), тут зростає щільність, з'являється велика кількість червоточин діаметром до 2 см. Червоточини заповнені матеріалом горизонту Н. Перехід поступовий, майже зникає біогенна переробленість.</p>
1,3-3,8	<p>Причорноморський (рс) лес дуже однорідний, супіщаний, макропористий, палевий (у верхній частині 10YR8/4, в нижній - 10YR8/3), з великою кількістю пухких залізисто-манганових крапкових новоутворень. Супіски інтенсивно закипають з НСІ. Нижній контакт чіткий, хвилястий. Біля нього поодинокі кротовини і спальні камери діаметром до 7-10 см. Вони заповнені матеріалом горизонту Н похованого ґрунту, що залягає нижче.</p>
3,8-5,7	<p>Викопний ґрунт (роксоланський?) з добре розвинутим генетичним профілем.</p> <p>Гумусовий (Н) горизонт має потужність 0,4-0,45 м, місцями дещо більшу. Він супіщаний, макропористий, дуже щільний, червонувато-бурого (5YR6/4) кольору. У верхній частині горизонт розбитий дрібними неглибокими (до 0,3 м) тріщинами з максимальною шириною 1-2 см. Тріщини заповнені лесом. Відстань між тріщинами 5-6 см. У шарі багато кротовин діаметром до 7 см, іноді спостерігаються кротовинні трубчасті ходи.</p>

	<p>Кротовини заповнені лесом. Супіски взаємодіють з НСІ. Нижній контакт нерівний, підкреслений плівками бурого озалізнення, а також скупченнями білих карбонатних новоутворень.</p> <p>Ілювіальний ($I_{\text{карб.}}$) горизонт. Супіщаний, щільний, у верхній частині жовтувато-бурий (10YR7/6), у нижній - жовтий (10YR8/4). Супіски дуже збагачені карбонатами, які утворюють характерну плямисту текстуру (діаметр плям 2-3 см). У шарі багато кротовин діаметром до 10 см і червоточин, заповнених бурим матеріалом гумусного горизонту. Ділянками біогенна переробленість така інтенсивна, що кількість кротовин і червоточин займає більше половини об'єму горизонту. Нижній контакт нерівний, перехід загалом поступовий, зростає однорідність порід.</p>
5,7-6,75	<p>Лес (верхів'я <i>бузького?</i> (<i>bg</i>)) палевого (7,5YR8/3) кольору, з поодинокими кротовинами діаметром до 7 см, з великою кількістю чорних крапкових залізо-манганових новоутворень. Леси карбонатні, мають хвилястий нижній контакт.</p>
6,75-7,25	<p><i>Палеогрунтовий комплекс</i>, побудований двома викопними грунтами, – <i>дофінівський (df)</i>.</p> <p><i>Грунт 1 (верхній – df₁)</i>.</p> <p>Гумусовий (Н) горизонт складений супісками, відносно однорідними, червонувато-коричневими (2,5YR5/6), щільними, з кротовинами і великою кількістю чорних крапкових залізо-манганових новоутворень. Супіски інтенсивно реагують з НСІ. Поверхня горизонту розбита глибокими (до 0,5 м) і відносно широкими (до 0,1 м) тріщинами, заповненими лесом. Нижній контакт дуже гострий, виразний.</p>
7,25-8,35	<p><i>Грунт 2 (нижній – df₂)</i>.</p> <p>Повнопрофільний викопний грунт з дещо денудованим гумусовим горизонтом. Фактично збереглась нижня частина цього горизонту потужністю 0,5 м. Вона побудована супісками, темно-рожевими (2,5YR6/4), щільними, з чорними крапковими залізо-мангановими новоутвореннями. В горизонті велика кількість кротовин, заповнених лесом, а також рожевим матеріалом горизонту Н і матеріалом з першого ґрунту дофінівки (<i>df₁</i>). З соляною кислотою породи взаємодіють слабо. Нижній контакт дуже нерівний, язиковатий.</p>

	Ілювіальний ($I_{\text{карб.}}$) горизонт має потужність 0,9 м. Супіщаний, темнопалевого (5YR7/3) кольору. У верхній частині спостерігаються плями мучнистих білих карбонатів діаметром 1-3 см, є також велика кількість кротовин і спальних камер. Нижній контакт виразний, зі зменшенням інтенсивності біогенної переробленості.
Розчистка 2 (R2). Розташована на цій самій північній стінці, що й точка 1, в 50 м нижче по схилу цього ж яру, тобто в напрямку його гирла (рис. 2.4).	
8,35-20	<i>Горизонт бузького (bg) лесу</i> потужністю 11,65 м. Винятково добре розвинутий, однорідний, дуже карбонатний, вертикально тріщинуватий (особливо добре це видно на сухих стінках), з великою кількістю чорних крапкових залізо-манганових новоутворень. Лес макропористий, на різних ділянках має різну щільність і вологість, що може бути пов'язано з різними умовами висихання і особливостями гранулометрії: найвологіші і найщільніші фрагменти швидше за все пов'язані з найбільш глинистими відмінами лесів. Очевидно, різним у розрізі порід горизонту є і вміст легкорозчинних солей. Колір лесів змінюється від світло-палевого (7,5YR8/2) до палевого (7,5YR8/3). У бузькому лесі у вигляді лінз і прошарків потужністю 1-3, іноді 4 см зустрічаються світло-сірий вулканічний попіл (тефра), який залягає на глибині 1,3 м від підошви другого ґрунту df_2 , тобто на глибині 9,65 м. Лінзи вулканічного попелу констатовано на відрізку протяжністю понад 3 м. У приповерхневій частині лесу (до глибини 9,55 м) звичайними є кротовини діаметром 7-10 см із червонувато-бурим гумусовим наповнювачем. До цієї глибини залягає материнська порода дофінівського ґрунту (df_2).
20-22,25	<i>Витачівський викопний ґрунт (vt).</i> Має добре розвинутий генетичний профіль. Гумусовий (H) горизонт потужністю до 1 м (20,00-21,00 м) складений супісками дуже щільними, макропористими, дрібногрудкуватої структури. У верхній частині супіски червонувато-бурі (2,5YR6/6), а в нижній – дещо освітлені (2,5YR5/6). Повсюдно невеликі білі плями карбонатів діаметром до 0,5 см у верхній частині горизонту і до 1 см – у нижній. По всьому шару багато чорних залізо-манганових конкрецій діаметром до 2 мм. Нижній контакт нерівний, підкреслений виразною зміною кольору і збільшенням карбонатності. Ілювіальний ($I_{\text{карб.}}$) горизонт потужністю 1 м. Складений супісками

	<p>і суглинками, світло-бурий (5YR7/3) у верхній частині і темно-палевий (5YR8/3) – в нижній. Породи дуже щільні, переповнені карбонатами, особливо у верхній частині шару, де плями карбонатів досягають 5 см у діаметрі, а подеколи займають понад половину об'єму горизонту. По всьому шару чисельні чорні крапкові залізо-манганові новоутворення. До подошви шару зменшуються озаліження порід, кількість карбонатів, породи стають одноріднішими. Щільність порід залишається високою.</p>
<p>Розчистка 3 (R3) розташована на північ від R2 на відстані близько 0,8 км, на виступі між двома ярами. Гирло яру знаходиться на відстані близько 100 м від берега Дністерського лиману. Яр виходить на плоску поверхню алювіально-пролювіальної рівнини з характерними ознаками пологого конусу виносу. Розріз розташований недалеко від устя яру на цій рівнині, близько від дороги, яка перетинає його паралельно до крутого уступу.</p>	
<p>22,25- 22,65</p> <p>22,65- 23,45</p> <p>23,45- 24,35</p> <p>24,35- 25,45</p> <p>25,45- 26,65</p>	<p>Горизонт <i>L1 – удайський лес (ud)</i>, нижній пленігляціал останнього зледеніння. У розчистці 3 удайський лес виступає у нетиповому варіанті і сформований, очевидно, в локальній западині, відмитий від карбонатів. Розріз Роксолани 3 репрезентує лише верхню частину удайського лесу.</p> <p><i>Лес</i> темно-палевий з червонуватим відтінком (5YR7/3), суглинистий, макропористий, щільний, з великою кількістю чорних крапкових залізо-манганових новоутворень, з щільними карбонатними конкреціями (дутиками) діаметром до 2 см. Леси закипають з HCl лише на ділянках з вторинними карбонатами. Перехід за зміною кольору.</p> <p><i>Супіски</i> щільні, однорідні, макропористі, жовтувато-сірі (10YR6/3 до 5/3). Перехід поступовий.</p> <p><i>Супіски</i> сірі з коричнюватим відтінком (5YR6/2), з великогрудкуватою структурою (розміри агрегатів – 3-4 см). Структуру добре видно на звітрилих поверхнях. З соляною кислотою не взаємодіють. Перехід поступовий, за зміною кольору.</p> <p><i>Супіски</i> макропористі, світло-коричневі з сірим відтінком (7,5YR6/4 і 7,5YR6/2), з мангановими плямами діаметром до 0,5 см. Грудкувата структура спостерігається тільки у верхній частині шару. З соляною кислотою не взаємодіють. Перехід поступовий, за зміною кольору.</p> <p><i>Лес</i> однорідний, темно-палевий (5YR6/3) з плямами глею і мангану, з крапковими залізо-мангановими новоутвореннями. З соляною кислотою не взаємодіють.</p>

Розчистка 4 (R4) розташована на стінці яру, найближчого до с. Роксолани, його північної околиці.	
26,65- 29,95	Удайський лес, його нижня частина. Винятково однорідний, світло-палевий (7,5YR8/2), зі спорадичними плямами білих мучнистих карбонатів. В нижній частині (0,7-0,8 м) є кротовини діаметром до 7 см, заповнені червоним матеріалом гумусового горизонту верхнього (наймолодшого) ґрунту прилуцького викопного ґрунтового комплексу. Нижній контакт чіткий, нерівний, за зміною кольору і щільності порід.
29,95- 33,05	S1 – прилуцький викопний ґрунтовий комплекс (pl) (дубль точки 5).
Розчистка 5 (R5) розташована на обривистій стінці над Дністерським лиманом, де добре видно досить плаский конус виносу яру і розпочинається крута (кліфова) ділянка берегової лінії лиману (рис. 2.4). Складається з двох частин: верхньої на південному схилі усередині яру і нижньої у вигляді власне обривистої стінки перед лиманом.	
29,95- 31,10	Прилуцький викопний ґрунтовий комплекс (pl) побудований трьома викопними ґрунтами. Верхній (наймолодший) ґрунт прилуцького викопного ґрунтового комплексу (pl₁) . Має добре диференційований генетичний профіль. Гумусовий (H) горизонт потужністю 0,7-0,8 м, складений супісками щільними, карбонатними, з новоутвореннями (кристалами) гіпсу. Колір супісків червонувато-бурий (2,5YR7/6), у верхній частині забарвлення менш інтенсивне (2,5YR6/6). Нижній контакт різкий, нерівний. Біля контакту розпочинаються неглибокі (0,1-0,15 м) і вузькі (1-3 см) тріщинки, заповнені лесом. Ілювіальний (I _{карб.}) горизонт має потужність 0,25-0,4 м. Він супіщаний, палевий (7,5YR8/4), лесоподібний, щільний, переповнений плямами мучнистих карбонатів діаметром до 3 см. Є поодинокі кротовини діаметром до 7 см, заповнені бурим гумусовим матеріалом.
31,10- 32,00	Середній ґрунт прилуцького викопного ґрунтового комплексу (pl₂) , складений з гумусового та ілювіального карбонатного горизонтів. Гумусовий (H) горизонт потужністю 0,45 м, суглинистий, червонувато-бурий (темніший (2,5YR7/6) відтінок у нижній частині, у верхній – світліший (2,5YR7/4)). Суглинки щільні, містять пухкі вторинні карбонати (плями і лінзочки розміром до 1 см) і щільні карбонатні конкреції діаметром до 5-7 см. Горизонт

	<p>розбитий системами тріщин шириною до 1 см, заповнених лесом. Біля нижнього контакту і в горизонті I_{карб.} інтенсивна біогенна переробленість – червоточини діаметром до 1,5 см і кротовини діаметром до 7 см. Вони виповнені бурим матеріалом горизонту Н і матеріалом горизонту I_{карб.}</p> <p>Ілювіальний (I_{карб.}) горизонт потужністю 0,45 м, супіщаний, лесоподібний, темно-палевий (5YR7/4), переповнений карбонатами (плями, дутики та поодинокі кристали розміром до 0,5 см). Перехідясний, нерівний.</p>
32,00-33,05	<p>Нижній (найстарший) грунт прилуцького викопного ґрунтового комплексу (pl₃).</p> <p>Гумусовий (Н) горизонт потужністю 0,55 м, з невеликими відхиленнями через нерівні верхній і нижній контакти. Він суглинистий, червонувато-коричневий (5YR6/6), досить однорідний, дуже щільний, карбонатний, але у верхній частині з НС1 закипає слабо. Нижній контакт гострий, нерівний, підкреслений великою кількістю карбонатів.</p> <p>Ілювіальний (I_{карб.}) горизонт потужністю 0,5 м. Він лесоподібний, з великою кількістю дрібних чорних залізо-манганових новоутворень. Насичений карбонатами – плями мучнистих карбонатів до 3-4 см діаметром надають білястого кольору цілому горизонтові. Колір основної маси шару палевий (5YR8/3), на ділянках скупчення карбонатів (біля верхнього контакту) білястий (5YR8/1). Перехід ясний, гострий, зі зменшенням щільності порід, зникненням карбонатної плямистості, зростанням однорідності порід.</p>
33,05-33,9	<p>Тясминський лес (ts – L2), типовий, палевий з зеленкуватим відтінком (5YR8/3), супіщаний, однорідний, макропористий, карбонатний, з чорними крапковими залізо-мангановими новоутвореннями. Нижній контакт нерівний, язичуватий. Язики мають вигляд тріщин шириною до 3 см.</p>
33,9-35,3	<p>Кайдацький викопний ґрунт (kd – S2) має добре диференційований профіль.</p> <p>Гумусовий (Н) горизонт має потужність до 0,9 м. Він суглинистий, досить однорідний, червонувато-коричневий (2,5YR6/6), з великою кількістю чорних крапкових залізо-манганових новоутворень. Зустрічаються кротовини діаметром до 10 см, заповнені лесом. Суглинки карбонатні. Верхній і нижній контакти дуже нерівні.</p> <p>Ілювіальний (I_{карб.}) горизонт має потужність до 0,3 м. Він</p>

	супіщаний, лесоподібний, невеликої щільності, зеленкуватопалевий (2,5YR8/4). Містить дещо меншу, в порівнянні з ілювіальними горизонтами прилуцьких ґрунтів, кількість карбонатів.
35,3-39,65	Дніпровський лес (dn – L3). Складений супісками, жовтуватосірими (10YR7/6), дуже однорідними, з великою кількістю чорних крапкових залізисто-манганових новоутворень, а також щільних карбонатних конкрецій (дутиків) діаметром до 5-7 см. Приблизно до глибини 37,5 м трапляються також поодинокі кротовини діаметром до 10 см, заповнені червонувато-бурим матеріалом і лесом. Супіски інтенсивно закипають з HCl. Леси розбиті розбиті вертикальними тріщинами. Нижній контакт нерівний, ерозійний. На поверхні нижчезалягаючого потягайлівського ґрунту (pt) зустрічаються невеликі підняття висотою до 10 см.
39,65-40,45	Потягайлівський виконний ґрунт (pt – S3). Гумусовий (H) горизонт має потужність 0,2-0,25 м. Складений супісками світло-коричневими (7,5YR6/6), дуже щільними, з великою кількістю чорних залізисто-манганових конкрецій, щільних і пухких діаметром до 3 мм. З HCl супіски взаємодіють слабо. Перехід поступовий, зі зміною кольору, зростанням кількості карбонатів. Ілювіальний (I) горизонт має потужність 0,35-0,4 м. Складений супісками світло-коричневими (7,5YR8/4), місцями освітленими внаслідок збагачення карбонатами (7,5YR8/2). Максимальна кількість карбонатів спостерігається у верхній частині горизонту. Супіски щільні. Нижній контакт ясний, за зміною кольору і щільності порід. У шарі є багато кротовин діаметром до 10 см, заповнених матеріалом гумусового горизонту.
40,45-42,25	Орельський лес (or – L4). Складений супісками, світло-палевими (10YR7/3), однорідними, макропористими, біогенно переробленими (кротовини діаметром до 7 см, заповнені гумусовим матеріалом потягайлівського ґрунту). Зустрічаються щільні карбонатні конкреції діаметром 5-7 см. Супіски інтенсивно закипають з HCl. Нижній контакт ясний, зі зміною кольору і щільності порід.
На точці 5 продубльовано верхню частину завадівського ґрунту.	
Розчистка 6 (R6) розташована на південь від попередніх точок, на захід від села, південніше розкиданих бетонних блоків у гирлі яру, на березі лиману.	
42,25-	Завадівський виконний ґрунтовий комплекс (zv – S4) складається

44,95	з двох викопних ґрунтів, нижній із яких може бути розділений на два самостійних
42,45-43,50	<p>Завадівський ґрунт (молодший, <i>верхній</i> – zv_1) має добре виражений генетичний профіль.</p> <p>Гумусовий (Н) горизонт потужністю 0,8 м складений супісками червонувато-коричневого кольору (10YR4/8), досить однорідними, дуже щільними, з кротовинами діаметром до 7 см, заповненими як лесом, так і гумусовим матеріалом, з уламками білих карбонатів діаметром до 0,5 см. Трапляються також червоточини діаметром до 1 см з гумусовим наповнювачем. Супіски інтенсивно взаємодіють з НСІ. Верхній контакт шару нерівний, розбитий глибокими (до 1 м) вузькими (до 0,5 см) тріщинами, заповненими орельським лесом. Перехід виразний, нерівний, за зміною кольору і щільності порід.</p> <p>Ілювіальний ($I_{\text{карб.}}$) горизонт має потужність 0,25 м. Складений супісками темно-палевими (7,5YR7/4), дуже щільними, насиченими білими карбонатами. Нижній контакт чіткий, підкреслений скупченням карбонатних конкрецій діаметром до 3-4 см. Тут зустрічаються також окремі кротовини діаметром до 7 см, заповнені лесом і матеріалом гумусового горизонту.</p>
43,50-44,95	<p>Завадівський ґрунт (старший, <i>нижній</i> – zv_2). В генетичному профілі добре виділяється гумусовий та ілювіальний горизонти.</p> <p>Гумусовий (Н) горизонт добре виражений і має потужність 0,5 м (в інтервалі 43,5-44,0 м). Він супіщаний, червонувато-бурий (10YR5/6), переповнений карбонатами як пилюватими, так і карбонатними конкреціями діаметром 3-4 см. Є велика кількість чорних крапкових залізо-манганових новоутворень. Супіски карбонатні. Нижній контакт ясний, за зміною кольору, збільшенням кількості карбонатів в породах.</p> <p>Ілювіальний ($I_{\text{карб.}}$) горизонт має потужність 1,0 м, за розрізом неоднорідний. Його можна розділити на дві основних частини, нижня з яких також може бути розділена на дві частини. Отже, в ілювіальному горизонті виділяємо три частини.</p> <p>Верхня частина потужністю 0,5 м (в інтервалі 44,0-44,5 м) супіщана, біляста (5YR8/2), дуже щільна, насичена карбонатами, кількість яких зменшується до підшви шару. Дуже характерні гнізда білих карбонатів. Зустрічаються кротовини діаметром до 7 см. Нижній контакт чіткий, за зміною кольору, зменшенням кількості карбонатів.</p> <p>Середня частина ілювіального горизонту потужністю 0,25 м (в</p>

	<p>інтервалі 43,5-44,0 м). Він супіщаний, червонувато-бурий (10YR5/6), переповнений карбонатами як пилюватими, так і карбонатними конкреціями діаметром 3-4 см. Є велика кількість чорних крапкових залізисто-манганових новоутворень. Супіски карбонатні. Нижній контакт ясний, за зміною кольору, збільшенням кількості карбонатів в породах.</p> <p>Ілювіальний ($I_{\text{карб.}}$) горизонт має потужність 1,0 м, за розрізом неоднорідний. Його можна розділити на дві основних частини, нижня з яких також може бути розділена на дві частини. Отже, в ілювіальному горизонті виділяємо три частини.</p> <p>Верхня частина потужністю 0,5 м (в інтервалі 44,0-44,5 м) супіщана, біляста (5YR8/2), дуже щільна, насичена карбонатами, кількість яких зменшується до підшви шару. Дуже характерні гнізда білих карбонатів. Зустрічаються кротовини діаметром до 7 см. Нижній контакт чіткий, за зміною кольору, зменшенням кількості карбонатів.</p> <p>Середня частина ілювіального горизонту потужністю 0,25 м (в інтервалі 44,5-44,75 м) може бути інтерпретована як рештки гумусного горизонту слабкорозвиненого викопного ґрунту. Складена супісками червонувато-бурими (2,5YR6/4), менше – насиченими карбонатами, місцями гнізд білих карбонатів майже немає. Перехід ясний, за зростанням кількості карбонатів.</p> <p>Нижня частина ілювіального горизонту потужністю 0,25 м (в інтервалі 44,75-45,0 м) супіщана, темно-палева, часто біляста із-за карбонатів (10YR8/2 і 8/3), дуже щільна, насичена карбонатами, з великою кількістю вертикально орієнтованих червоточин. У шарі багато дрібних (до 3 мм) залізисто-манганових конкрецій. Нижній контакт чіткий, за зміною кольору, зменшенням кількості карбонатів.</p> <p>Отже, можна припустити, що в інтервалі 44,5-44,95 м розвинений ще один завадівський ґрунт (найстарший – zv_3) з гумусовим та ілювіальним горизонтами потужністю по 0,25 м кожен.</p>
44,95-46,05	<p>Тилігульський лес (tl – L5) складений супісками, темно-палевими (7,5YR8/4), дуже щільними, неоднорідними, з великою кількістю крапкових чорних залізисто-манганових новоутворень. В шарі зустрічаються поодинокі кротовини діаметром до 10 см, заповнені гумусним матеріалом і палевим лесом. Характерною ознакою шару є скупчення карбонатних конкрецій діаметром до 10 см. Нижній контакт чіткий, хвилястий.</p>

46,05-47,90	<p>Редуковані <i>лубенський (?) і мартоносський (?) викопні ґрунти (Ib? і mr?– S5)</i>, останній репрезентований гумусовим горизонтом і дещо меншим за потужністю ілювіальним горизонтом.</p> <p>Лубенський ґрунт потужністю 55 см супіщаний, сірувато-червонуватого (рожевого) відтінку, верхній контакт хвилястий, нижній чіткий. Поодинокі карбонатні конкреції. Нижче леси відсутні, проте простежуються південніше у розчистці 7.</p> <p>Гумусовий (H) горизонт мартоносського ґрунту (в інтервалі 46,6-47,3 м) супіщаний, червонувато-бурий (10YR4/6), щільний, інтенсивно насичений пилюватими карбонатами. Поширені гнізда білих карбонатів і карбонатні конкреції діаметром 1-3 см. В шарі є кротовини діаметром до 7 см, заповнені матеріалом ілювіального горизонту. Нижній контакт чіткий, за зміною кольору і кількості карбонатів.</p> <p>Ілювіальний (I_{карб.}) горизонт (в інтервалі 47,3-47,9 м) темно-палевий з зеленкуватим відтінком (2,5YR7/3), дуже насичений конкреціями і гніздами пилюватих карбонатів діаметром до 3-4 см. Ділянками зростає озалізнення, що надає породі червонуватий відтінок. Нижній контакт чіткий, за зміною літології.</p>
47,90-48,90	<p><i>Піски</i> зеленкувато-сірі (7,5YR6/4), дрібнозернисті, досить однорідні. Піски місцями зцементовані карбонатами до стану пластоподібних конкрецій, що добре виділяються в піщаній пачці завдяки підвищеній твердості.</p>
<p>Розчистка 7 (R7) розташована 100 м південніше від відслонення 6, безпосередньо над урізом води в лимані (рис. 2.4).</p>	
46,6-47,9	<p><i>Мартоносський (?) викопний ґрунт (mr? – S6-7?)</i>. Ґрунт побудований гумусовим горизонтом потужністю 0,8 м, супіщаним, червонуватого кольору та палевими супісками потужністю 0,5 м ілювіального (I карб.) горизонту. Поширені гнізда білих карбонатів і карбонатні конкреції діаметром 1-3 см. В шарі є кротовини діаметром до 7 см, заповнені матеріалом ілювіального горизонту. Нижній контакт чіткий, за зміною кольору і кількості карбонатів.</p> <p>Для ілювіального горизонту дуже характерні густі (через кожні 10-30 см) субвертикальні трубочки (очевидно, по рослинності) глибиною до 15 см, заповнені білими карбонатами.</p>
47,9-51,8	<p><i>Приазовський (?) лес (pr? – L7)</i>, неоднорідний, який ділиться на дві частини.</p> <p>Верхня частина потужністю 0,7 м супіщана, темно-палева (10YR8/3), в основній масі не закипає з HCl, закипає лише на</p>

	<p>ділянках з вторинними карбонатами. Містить велику кількість пухких залізо-манганових новоутворень діаметром до 2-3 мм, а також червоточин діаметром 1-5 см, заповнених червоним гумусовим матеріалом. Перехід виразний, за зміною кольору і кількості карбонатів.</p> <p>Нижня частина шару потужністю 0,9 м складена лесом супіщаним, світлішим через карбонати. Колір світло-палевий (10YR8/2). По усьому шару багато червоточин і кротовин діаметром до 7 см. З HCl породи закипають дуже інтенсивно. Карбонати пилюваті, зустрічаються також гнізда білих вторинних карбонатів. У нижній частині шару є численні залізо-манганові конкреції і сліди оглеєння. Нижній контакт чіткий, за зміною літології і кольору.</p>
51,8-52,5	<p>Широкінський (?) ґрунт (sh? – S8). Він гідроморфний, розвинений на заплавної фації алювію VII надзаплавної тераси Дністра. Ґрунт має добре виражений профіль, особливо добре виражений гумусовий горизонт.</p> <p>Гумусовий (H) горизонт потужністю 0,4 м суглинистий, сірого (10YR6/2) кольору, місцями з голубувато-сірим відтінком. В основній масі з HCl суглинки не реагують, але місцями спостерігаються скупчення вторинних карбонатів, в т.ч. дутики діаметром до 3 см. Тут є також червоточини, заповнені червонуватим матеріалом, і залізо-манганові конкреції діаметром до 3 мм. Перехід поступовий, за зміною кольору і відмитістю від карбонатів.</p> <p>Ілювіальний (I) горизонт має потужність 0,4 м. Складений суглинками, коричнеувато-сірими (7,5YR7/3), досить однорідними, з червоточинами, які заповнені червонуватим матеріалом. Біля нижнього контакту відзначається збагаченість карбонатами.</p>
52,5-54,6	<p>Загалом однорідна <i>суглиниста пачка</i>. Кількість піщаної складової у шарі зростає в напрямку до подошви шару. У шарі дуже багато залізо-манганових конкрецій діаметром до 5 мм. Колір суглинків неоднорідний: у верхній частині вони темно-жовті (10YR7/4), у нижній – голубувато-сірі (10YR7/1). Місцями суглинки дуже оглеєні і озаліжені. Звичайними є смуги озаліження, що надає породам ознак шаруватості. У верхній частині шару є червоточини. Перехід чіткий, за зміною літології і появою чіткої шаруватості.</p>
54,6-54,9	<p>Горизонтально- і хвилястошаруваті <i>піски</i> сірого кольору (5YR8/1). Піски різнозернисті, перешаровуються з більш глинистими</p>

	відмінами. Домінуюча потужність прошарків до 10 см, глинисті відміни голубуватого (5YR7/1) кольору мають дещо меншу потужність. Шаруватість підкреслена плівками бурого озалізнення. Нижній контакт різкий, за зміною літології.
54,90-56,50	Грубозернистий <i>русловий алювій</i> . Він відслонений за простяганням майже на 10 м у північному напрямку. Це фактично різного ступеня обкатаності галька і валуни, представлені пісковиками і силіцитами діаметром здебільшого до 5-7 см, окремі уламки мають розміри більше 20-30 см. Уламки зцементовані до стану конгломератів. Цемент глинисто-карбонатний. Кількість цементу не перебільшує 30 % від загального об'єму шару руслового алювію.
з 56,50	<i>Цоколь тераси</i> побудований органомгенними вапняками неогену. Його висота над урізом води в лимані не перебільшує 0,6 м.
У розчистках 8 (R8) і 9 (R9) , де раніше працював колектив дослідників [Tsatskin et al., 1998, 2001; Dodonov et al., 2006], продубльовано прилуцький, тясминський і потягайлівський горизонти.	

2.3. Розріз В'язівок (Придніпровська низовина)

Розріз В'язівок розташований у с. В'язівок (49°33' пн.ш., 32°98' сх.д.) у 10 км на південь від районного центру Лубни Полтавської обл., на правому березі річки Сула – притоки Дніпра.

Лівобережжя середнього Дніпра – це нахилена до Дніпра лесова рівнина, розділена лівими притоками Дніпра 1, 2 і 3-го порядків, балками і ярами.

За характером змін рельєфу тут можна виділити два райони, що простягаються у вигляді широких смуг з північного заходу на південний схід паралельно течії Дніпра. Близьче до Дніпра розташована Придніпровська низовина – смуга низьких дніпровських терас: заплавних і I-IV надзаплавних. Неогенові відклади на низьких терасах Дніпра відсутні, а ложем антропогенового алювію зазвичай слугують піщано-глинисті породи палеогену. Це – значною мірою схил Українського щита у бік Дніпровсько-Донецької западини. Другий район – Полтавська рівнина – у геострук-

турному відношенні розміщений в основному у межах Дніпровсько-Донецької западини. Більша частина Полтавської рівнини – пліоценові тераси Дніпра – VII-XII [Веклич и др., 1967; Matviishina et al., 2001].

Придніпровська низовина і Полтавська рівнина мають майже суцільний покрив антропогенових відкладів потужністю від декількох метрів до 40-55 м. Дуже повні геологічні природні розрізи цих, а також верхньопліоценових відкладів, що утворюють надзаплавні тераси – від I до IX, спостерігаються у районі нижніх течій рік Сули, Псла, Ворксли і Орелі. Що стосується лесової товщі, то її повний розріз є вже на VIII надзаплавній терасі. На більш молодих терасах кількість стратиграфічних горизонтів лесової товщі скорочено за рахунок вклинювання нижніх її горизонтів. На VII надзаплавній терасі є лише верхня частина приазовського лесу; на VI він повністю зникає; мартоносський, а також нижня частина сульського горизонту представлена алювієм (верхня – лесами); на V терасі відсутні приазовський, мартоносський і сульський горизонти, лубенський складений алювієм, тилігульський – у нижній частині алювієм, а у верхній – лесами [Веклич и др., 1967; Matviishina et al., 2001].

Опорний розріз с. В'язівок характеризує пліоценову терасу, тобто тут наявні нижні горизонти субаеральних відкладів антропогену. Це один із найбільш повних плейстоценових розрізів Придніпров'я, який неодноразово досліджувався [Веклич и др., 1967; Matviishina et al., 2001; Rousseau et al., 2001].

У північній частині села схил долини р. Сули прорізаний численними глибокими береговими ярами, які місцеві жителі називають «проваллями». Найбільшими береговими ярами є (з півночі на південь) Омелькове, Борисенкове (дуже розгалужене) і Воронове провалля.

У ході двох геофізичних експедицій в 2014 і 2015 рр. було відібрано 173 штуфи і 500 неорієнтованих зразків із п'яти розчищень, виготовлено стандартні орієнтовані зразки-кубики з 692 рівнів. У табл. 2.4 наведено літолого-стратиграфічний нарис розрізу за [Веклич и др., 1967; Matviishina et al., 2001].

Табл. 2.4. Стратиграфічне розчленування й літологічна характеристика опорного розрізу В'язівок

Глибина, м	Літолого-стратиграфічна характеристика порід
<p>Розчистка 1 розташовна у одній із північних вершин Борисенкового яру, розгалужена, займає декілька стінок. Охоплює товщі верхнього плейстоцену.</p>	
0-1,30	<p>Сучасний ґрунт (Н) – сірий лісовий ґрунт, що складається з темно-сірого гумусного горизонту А1, коричневого горизонту Вt і горизонту Вt-С. Ґрунт представлений суглинками: 64-70% мулу і 19-24% глинистого пилу (<0,001 мм). Від характерних представників ґрунтів цього типу відрізняється порівняно слабо вираженим ілювіальним горизонтом, а також більш високим рівнем залягання карбонатів. Лінія вскипання залежить в основному від особливостей рельєфу, точніше від ступеню змиву ґрунту. Морфологічні ознаки ґрунту наступні:</p> <p>А1 – темно-сірий крупнопилеватий суглинок, рихлий, плитчастий, з присипкою SiO₂, перехід різкий;</p> <p>Вt – жовтуватобурий, нестійкої горіхувато-призматичної структури, по гранях спостерігаються затіки полуторних оксидів і SiO₂, ущільнений, з HCl не вскипає, перехід поступовий;</p> <p>Вt-С – буровато-жовтий, без карбонатний суглинок, зі слабо вираженою призматичною структурою, ущільнений менше попереднього, перехід поступовий.</p> <p>Нижче жовто-палевий лес з багаточисленними затіками карбонатів, значна кількість деревиннонь і трав'янистої рослинності.</p>
1,3-3,0	<p>Бузький горизонт (bg) – гомогенний світлий коричневатожовтий крупнопилеватий середньосуглинний карбонатний лес. У верхній частині жовтуватопалевий, з величезною кількістю карбонатних трубочок, у нижній – палевий, з буруватим відтінком, до кінця інтервалу карбонатні трубочки зникають повністю. По всій товщі зустрічаються сучасні кротовини, крупні ходи деревинних рослин, заповнені матеріалом сучасного ґрунту. Межа переходу в нижчезалягаючий горизонт поступова.</p> <p>Складається на 72-77% з крупнопилевого вимулу, 23-27% з глинистого пилу, 4-9% – карбонатів. За мікроморфологією типовий лес. Товща рихла, з багатьма зернами наносу (0,02-0,07 мм), оточених карбонатно-глинистою оболонкою. Розподіл гумусу</p>

	<p>рівномірний, як і механічний склад. В нижній частині зустрічаються манганові конкреції. Горизонт дуже бідний на пілок.</p>
3,0-4,7	<p>Витачівський горизонт (vt) – два слаборозвинених ґрунти vt_{b2} і vt_{b1}, бурі, кожен включає А1 і В горизонти, розділених добре вираженим світлим лесовидним суглинком (vt_{b2-1}) потужністю 0,4 м. Для ґрунтів характерне сірувато-буре забарвлення профілю (з різними відтінками – коричневим, жовтим, палевим) зі слабо вираженим диференціюванням його на генетичні горизонти. Наявні добре розвинені карбонатні горизонти. В перехідному горизонті нижнього ґрунту видно давні кротовини. Ґрунти збіднені на гумус, багаті на R_2O_3, особливо у нижній частині. Вміст гумусу розподілений рівномірно, знижуючись із глибиною.</p> <p>vt_{b2} – ґрунт у верхній частині жовтувато-бурий з сіруватим відтінком, з багаточисленними охристими плямами і зрідка залізисто-марганцевими бобовинами, пилевато-середньо-суглинистий, ущільнений, безструктурний, слабопористий; у нижній частині – сильно забарвлений сірувато-бурий з коричневим відтінком, ущільнений, безструктурний, слабопористий, з мангановими конкреціями внизу. Перехід чіткий, нерівний. Видно сліди вилуговування.</p> <p>vt_{b1} – жовтувато-бурий, ущільнений ґрунт, нестійкий, комкуватий, наявні давні кротовини, перехід різкий. Незначні сліди опідзолення. Спостерігається більш високий вміст полуторних оксидів алюмінію і заліза.</p>
4,7-5,7	<p>Удайський горизонт (ud) – леси жовтувато-палеві, не шаруваті, пилевато-важкосуглинисті, але на нижній границі збагачуються піщаною фракцією, зустрічаються манганові і карбонатні конкреції. Частково перероблений педогенезом вищезалігаючого витачівського ґрунту. По всій товщі давні кротовини. Внизу хвилясті тріщини (до 0,3-0,5 м). На 1-6% складається із піщаних частинок ($>0,05$ мм), 60-65% – із пилуватих (0,001-0,05 мм) і на 32-35% - із мулу ($<0,001$ мм).</p>
5,7-9,9	<p>Прилуцький горизонт (pl) – складається із трьох ґрунтів: верхній коричневий pl_c, середній pl_{b2} – чорнозем, нижній pl_{b1} – сірий ґрунт. У їх послідовності наглядно відображені чергування фізико-географічних умов і зміни рослинних формацій з часом: степ витіснив лісну рослинність, а ґрунти еволюціонували із лісових у чорноземні.</p>

	<p>pl_c – ґрунт суглинистий, включає горизонти В (буруватий) і А1 (гумусний). Складений суглинком без ознак зміщень, гумінові кислоти домінують у складі гумусу. Горизонт В у верхній частині бурувато-темно-сірий, ущільнений, комковатий, пористий, розбитий тріщинами, нижче сірувато-буруватий із палевим відтінком, рихлий, пористий, безструктурний, у нижній частині – сірувато-плевий, із карбонатними стисненнями і давніми кротовинами. У гумусному горизонті А1 сіруватий відтінок посилюється.</p> <p>pl_{b2} і pl_{b1} – полігенетичний ґрунт: лісовий ґрунт (горизонт В), перекритий чорноземом. Спостерігається міграція R_2O_3 донизу. Ґрунт темно-сірий з буруватим відтінком, нерівномірно забарвлений, має багато бурувато-жовтих плям, пористий, трохи ущільнений, пилевато-комковатої структури. В нижній частині кротовини.</p> <p>Тясминський горизонт (ts) – тонкий (до 10 см) прошарок мулу, місцями виклинюється, світло-сірий, з карбонатними конкреціями.</p>
9,9-...	<p>Кайдацький горизонт (kd) – ґрунт світло-сірий із сизим відтінком, представлений сірим лісовим ґрунтом kd_{3b1} із червоно-коричневим V_{tf}, темно-бурим V_{th} і перехідним горизонтом А1-V_{t}. Під горизонтом V_{th} ґрунту kd_{3b1} спостерігається педокомплекс лужних чорноземів (kd_{1b}) і гідроморфний ґрунт (kd_{1a}). У розчистці ґрунти kd_1 і kd_3 ймовірно скомбіновані. За морфологічними ознаками кайдацький лісовий ґрунт нагадує сучасний чітко сформований світло-сірий опідзолений глеєвий ґрунт. Сильно виражені ознаки підзолистого процесу. З точки зору генезису ця ознака розглядається як реліктова, що залишилася від дерново-підзолистих і підзолистих ґрунтів. За структурою ґрунт плитчастий, ущільнений, з прошарками SiO_2 і R_2O_3. Закипання з HCl по всьому профілю відсутнє. Перехід поступовий, але помітний. Фауна не знайдена.</p>
<p>Розчистка 2 розташована у правому борті Воронового провалля, починається від верхів'я й закінчується у його підніжжі. Охоплює товщі від дніпровського до сульського горизонту.</p>	
...-19,2	<p>Дніпровський горизонт (dn) – у верхній частині з розчистки 1 представлений не шаруватим валунним суглинком (морена) строкатого забарвлення: жовтувато-сірим із бурими й охристими плямами. Донизу забарвлення стає сизо-сірим із палево-жовтими плямами суглинку і супіску. Валуни зустрічаються зрідка, галька</p>

	<p>гранітів і інших вивержених та магматичних порід небагаточисленна. Нижня межа чітка.</p> <p>Під мореною залягає водно-льодовиковий суглинок потужністю 2,5 м, жовто-палевий, крупно-пилеватий, горизонтально шаруватий, з прошарками і лінзами світло-сірого, жовтуватого крупнопилеватого суглинка, а також з лінзовидними прошарками краснуватого бурого дрібнопіщаного суглинка (перевідкладеної морени). В суглинку дрібна галька (1-3 см) кристалічних і осадових порід. Нижній контур чіткий.</p> <p>Орієнтовані зразки відібрані у нижній частині горизонту у розчистці 2, складеної лесом – жовтуватого-палевим з охристими плямами і розводами, крупнопилеватим, макропористим, м'яким, карбонатним суглинком. По всій товщі видно залізисто-манганова пунктуація. У нижній частині – 3 гумусованих прошарки сірувато-палеового суглинка, ймовірно, ембріональних викопних ґрунтів.</p>
19,2- 20,4	<p>Потягайлівський горизонт (pt) – ґрунт червонувато-бурий, багатий на суглинок, малопотужний, збагачений R_2O_3, з добре розвиненим карбонатним ілювієм, з багатьма прошарками лесу у підніжжі, пористий, пилевато-суглинистий, комковатий, дещо ущільнений. У нижній частині безліч тріщин, заповнених темно-коричневими суглинками, велика кількість кротовин у вигляді твердих конкрецій. Кількість гумусу плавно зменшується з глибиною. За цими ознаками ґрунт відноситься до степного типу утворення, також є подібність до нижчезалягаючого завадівських ґрунтів (своєрідний коричнюватий відтінок, карбонатний ілювій з щільними конкреціями), які є коричневими, і є результатом теплого клімату з активними процесами вивітрювання й ґрунтоутворення без переміщення органічно-мінеральних речовин по профілю. Характерною особливістю ґрунту є сильна деформованість його мерзлотними процесами.</p>
20,4- 20,8	<p>Орельський горизонт (or) – леси жовтуватого-палевого, малопотужні, з крупнопилеватим нешаруватим карбонатним суглинком. Розбитий вертикальними тріщинами (морозобійними) із вищезалягаючого потягайлівського ґрунту. Має багато карбонатних трубочок, але конкреції відсутні. У верхній частині – безліч кротовин. Донизу перехід поступовий.</p>
20,8- 23,6	<p>Завадівський горизонт (zv) – комплекс двох ґрунтів zv_b (коричневий ґрунт) і zv_a (гумусний шар і горизонт коричневого ґрунту).</p>

	<p>Верхній ґрунт zv_b – коричневий лісовий ґрунт теплої фації, тяжко суглинистий, ущільнений, розбитий вертикальними тріщинами. Нижче давні кротовини, заповнені карбонатними конкреціями – карбонатний горизонт підстилає ґрунт zv_b.</p> <p>Нижній ґрунт zv_a (гумусний шар і горизонт коричневого ґрунту) складається з гумусного шару і горизонту Vt коричневого лісового ґрунту. В нижній частині також безліч карбонатних включень. Ґрунт тяжкосуглинистий, ущільнений, призматичний, розбитий вертикальними тріщинами, багатий на R_2O_3, зрідка зустрічаються залізисто-манганові бобовини і примазки, кількість яких зростає донизу. Поступово переходить у злегка оглеєний лес.</p> <p>За морфологічними ознаками й фізико-хімічним складом можна стверджувати про формування ґрунту у декілька фаз. У більш ранній період, ймовірно, домінували умови вологого степу, про що свідчить велика потужність профілю, характер карбонатного ілювію у нижній частині, велика кількість кротовин. Певна вилугованість вказує на те, що подальше формування ґрунту проходило в умовах достатнього поверхневого зволоження під час теплої клімату, на що вказують і споро-пилкові дані, – співвідношення деревинних і трав'янистих рослин однакове (лісостеп).</p>
23,6-34,6	<p>Тилігульський горизонт (tl) – леси і лесовидні суглинки потужністю 11 м. Виділяються три шари: лес-суглинок жовто-палевий з охристими плямами, крупно-пилеватий, горизонтально-шаруватий, карбонатний (біля 2 м); середній шар (5 м) – сизувато-світло-сірий, горизонтально-шаруватий, крупнопилеватий карбонатний суглинок із жовтими прошарками і плямами цього ж суглинка, наявні лінзи супіска; нижній шар (4 м) – лес палево-жовтий крупнопилуватий, нешаруватий і карбонатний суглинок. Тут найбільший вміст SiO_2 (59,34%) і найменший вклад Fe_2O_3.</p> <p>По всьому профілю зустрічаються раковини прісноводних і наземних моллюсків, карбонатні конкреції, дутики, складені кристалічним кальцитом 3-6 см в діаметрі. За хімічним і механічним складом горизонт лесу однорідний.</p>
34,6-...	<p>Лубенський горизонт (lb) – педокомплекс трьох ґрунтів: коричневатого-сірого Ib_c, темно-сірого чорноземного Ib_{b2} і глеєвого лісного Ib_{b1}.</p> <p>Верхній ґрунт Ib_c – буро-сірий, з певною гумусною акумуляцією, підстеляється карбонатами, компактний, залізисто-плямистий із</p>

	<p>дендритовими мангановими включеннями. Ґрунт утворився в гідроморфних умовах. Видні сліди опідзолення (накопичення SiO_2 по профілю), відсутні у двох нижчих ґрунтах.</p> <p>Ґрунт Ib_{b2} – лужний черноземно-подібний, темно-сірий, вилугуваний, з гранульованою структурою. У гумусному складі домінують гумінові кислоти. Нижня границя ґрунту ускладнена призмами, заповненими ґрунтовим матеріалом. У верхній частині клини шириною 30-70 см, з глибиною зменшуються до 4-5 см.</p> <p>Нижній ґрунт Ib_{b1} – глеєвий коричневий лісовий, плямисто забарвлений, ущільнений, призматичний, із дендритовими і мангановими конкреціями. Вилугувані карбонатами, збагачені R_2O_3 і суглинками.</p> <p>Лубенський горизонт на 30% складається з мулу. За морфологічними й хімічними ознаками відноситься до умовно лугово-чорноземних ґрунтів. Характерне майже повне вилугування, що свідчить на користь більшого поверхневого зволоження у період формування ґрунтів.</p>
<p>Розчистка 3 розміщена у нижній частині Борисенкового провалля, охоплює частину сульського, мартоносський і частину приазовського горизонтів. На жаль, тут відібрані лише неорієнтовані зразки (порошок) через загальний зсув борту яру і неможливість встановити орієнтацію товщі.</p>	
...-42,5	<p>Сульський горизонт (sl) – леси жовтуватопалево-сірі, крупнопилеваті і суглинки з жовтими плямами і розводами, із давніми кротовинами, без вимулу.</p>
42,5-...	<p>Мартоносський горизонт (mr) – два лугових темнобурокоричневих ґрунти з багатьма карбонатними конкреціями у нижній частині, тяжкосуглинисті, призматичні, із мангановими цятками. Нижня границя ґрунту язикоподібна.</p>
<p>Розчистка 4 розташована у борту яру південніше критої зупинки на північ від автомобільної розвилки, у напрямку центру села. Охоплює товщі від приазовського горизонту до алювію.</p>	
...-53,2	<p>Приазовський горизонт (pr) – жовтуваті лесовидні суглинки з карбонатними конкреціями до 30 см у верхній і нижній частинах. У верхній частині крупнопилеватий, у нижній – тонко- і дрібнопіщаний не шаруватий суглинок. Внизу перехід поступовий.</p>
53,2-56,7	<p>Широкінський горизонт (sh) – ґрунти коричневаті із безліччю карбонатних конкрецій.</p> <p>Верхній луговий темно-коричневий ґрунт sh_3 складений піщаним суглинком, ущільнений, призматичний, з ящикоподібною межею</p>

	внизу. Нижній ґрунт sh ₁ – гідроморфний, сірувато-коричневий, бідніший за забарвленням, менш ущільнений, більш піщанистий. Призматична структура нестійка.
56,7-57,8	Іллічівський горизонт (il) – піщані суглинки сірі, перешаровані бурими піщаними включеннями, з карбонатними конкреціями, рихлі, підстеляюча межа язиковподібна.
57,8-59	Крижанівський горизонт (kr) – алювіальний ґрунт, піски глинисті червонувато-бурі, оглеєні, неуцільнені і дуже рихлі, без ознак карбонатів. Контакт із підстеляючим білим піском чіткий.
Розчистка 5 розташована північніше критої зупинки, в борту голого пагорба. Тут дублюється нижня частина розрізу (pr – kr).	

Загальна потужність розрізу складає 59 м. Підстеляючий алювій має значну потужність і поширений по всій провінції. Відклади лівого берегу річки Сула – субаеральний покрив похованої еоплейстоценової VIII тераси Дніпра.

Список використаних джерел

- Богуцький А., Волошин П. Інженерно-геологічна характеристика порід лесово-грунтової серії опорного розрізу Коршів (Волинська височина). *Вісник Львівського університету. Серія: Географічна*. 2013. Вип. 42. С. 11-21.
- Богуцький А., Голуб Б., Ланчонт М. Волинська височина: головні риси геологічної будови та рельєфу. *Матеріали XIV українсько-польського семінару “Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу”*. Львів, 2007. С. 6-10.
- Богуцький А., Ланчонт М., Гожик П., Комар М. Лесовий розріз Роксолани: розташування, історія досліджень, характеристика відкладів. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 47-58.
- Веклич М.Ф., Артюшенко А.Т., Сиренко Н.А., Дубняк В.А., Мельничук И.В., Паришкура С.И. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Киев: Наукова думка, 1967.
- Гожик П. До питання вивчення розрізу Роксолани. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 17-33.
- Fedorowicz S., Łanczont M., Bogucki A., Adamiec G., Bluszcz A., Moska P. Lessowy profil Korsziw, Ukraina – pierwsze wyniki komplementarnego datowania metodami TL, OSL i ¹⁴C. *Zbirnyk naukowykh prac „Glacjal i peryglacjal ukrainskoho Peredkarpattja*. Lwów. 2011. P. 276-287.
- Matviishina Zh., Mel' nichuk I., Perederyi V., Gerasimenko N. Vyazivok section. *The Ukraine Quaternary explored. Excursion guide of the SEQS 2001 conference, Ukraine*. 2001. P. 23-36.
- Nawrocki J., Bogucki A., Wojcik A. The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate. *Boreas*. 1996. V. 25. P. 161-169.

Rousseau D.-D., Gerasimenko N., Matviischina Zh., Kukla G. Late Pleistocene Environments of the Central Ukraine. *Quaternary Research*. 2001. V. 56. P. 349-356. doi:10.1006/qres.2001.2270

3. МЕТОДИКА ПЕТРОМАГНІТНИХ І ПАЛЕОМАГНІТНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

3.1. Польові роботи і виготовлення зразків

3.1.1. Відбір зразків

Експедиції організовувалися влітку або, що більш бажано (через літню спеку), у травні чи вересні, коли опади ще незначні. Відбір четвертинних осадових гірських порід здійснювався у кар'єрах, відслоненнях і ярах з вертикальними чи субвертикальними стінками зверху донизу шляхом врізання у товщу і викопуванням сходинок для зручності відбору. Роботи по зачистці стінки проводилися лопатами. Відбір штуфів у залежності від міцності породи виконувався ножами або малими лопатами. Відбору підлягали ті товщі, які візуально не зазнали суттєвих вторинних змін, у місцях, де були відсутні кротовини, карбонатні конкреції або ознаки криогенних і соліфлюкційних процесів.

При відборі осадових порід штуф орієнтується за допомогою гірничого компаса. Площиною маркування при цьому є поверхня напластування, тобто первинно горизонтальна площина. У якості орієнтира на площині маркування слугує лінія падіння пласта; вона наноситься стрілкою в сторону падіння, за допомогою гірничого компаса вимірюються і записуються азимут цієї лінії і кут її нахилу. У горизонтально залягаючих пластах на площині нашарування відмічають лінії магнітного меридіану стрілкою на північ [Храмов, Молостовский, 1997].

Були проведені наступні експедиції по темі роботи: у 2008 р. – на розрізах Бояничі (поблизу с. Бояничі, Сокальський р-н Львівської обл.) і Коршів (с. Новокоршів, Луцький р-н, Волинська обл.), у 2012 і 2013 рр. – на розрізі поблизу с. Роксолани Овідіюпольського р-ну Одеської обл., у 2014 і 2015 рр. – на розрізі в с. В'язівка Лубенського р-ну Полтавської обл.



Рис. 3.1. Верхня частина розрізу Бояничі після зачистки стінки й відбору штафів.

Орієнтовані штафи відбиралися за можливості суцільним відбором (рис. 3.1) і супроводжувалися замірами розмірів із пошаровим описом порід у польових щоденниках. Паралельно проводилася фіксація географічних координат об'єкта GPS-приймачем.

Роботи по відборі зразків із відслонень проводилися (крім автора) колективом співробітників Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України: м. н. с. В. В. Шпирою, н. с. Є. Б. Поляченко, пров. інж. В. І. Якухно під керівництвом зав. відділу В. Г. Бахмутова. Безпосередньо у польових умовах стратиграфічну прив'язку виконали канд. геол-мін. наук А. Б. Богуцький, канд. геол. наук П. К. Волошин (розрізи Бояничі і Коршів, 2008 р.), канд. геол. наук С. К. Прилипко (розріз Роксолани, 2012 р.) і колектив геологів [Богуцький та ін., 2013] під час українсько-польського польового семінару (розріз Роксолани, 2013 р.), докт. географ. наук Ж. М. Матвіїшина (розріз В'язівок, 2014 р.), докт. географ. наук Н. П. Герасименко (розріз В'язівок, 2015 р.).

3.1.2. Виготовлення колекцій орієнтованих зразків

Стандартні зразки для магнітометричних вимірів виготовлялися з орієнтованих штуфів у лабораторних умовах шляхом розрізання діамантовим диском на каменерізному станку на однаково орієнтовані кубики з ребром 20 мм. Орієнтація кубиків за напрямком осей, по яким ведуться магнітометричні виміри, показана в правій частині рис. 3.2. У випадку відбору твердих порід штуф оббивався до надання йому приблизно ізометричної форми. Кубики, виготовлені з рихлих порід, проклеювалися рідким склом і покривалися зверху папером. Принцип відбору і нумерації зразків показано на рис. 3.2.

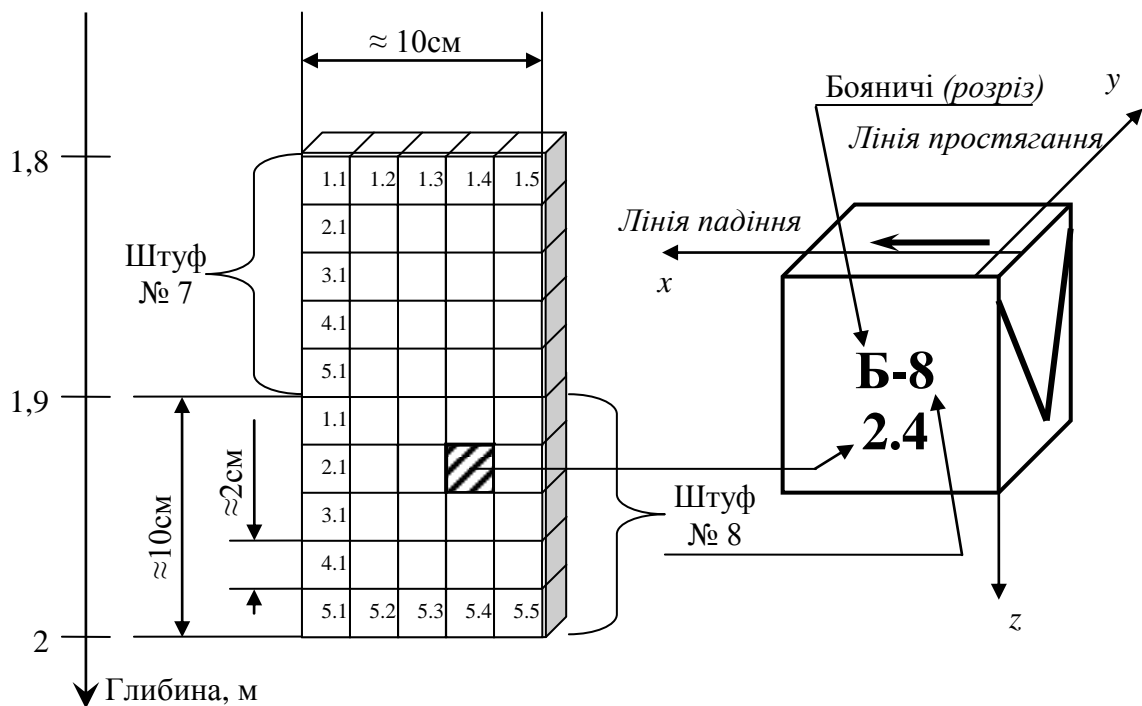


Рис.3.2. Принцип відбору й нумерації орієнтованих зразків-кубиків.

У розрізі Роксолани також доброю себе показала практика відбору твердих лесових порід мінібуrom із застосуванням немагнітної діамантової коронки у вигляді орієнтованих циліндрів діаметром 25 мм, з яких виготовлялись стандартні циліндричні зразки діаметром 25 мм і довжиною 20 мм, які також обклеювалися папером. У випадку неможливості виготовлення орієнтованих зразків (через надмірну рихлість породи)

відбиралися і неорієнтовані зразки (порошок у пакетиках) для магнітно-мінералогічних досліджень.

Було відібрано загалом 110 орієнтованих міні-кернів і 526 орієнтованих штуфів, з яких виготовлено у лабораторних умовах відповідно 110 зразків-циліндрів і 7455 зразків-кубиків (від 2 до 6 дублів з кожного з 490 рівнів у розрізі Бояничі, 304 у розрізі Коршів, 503 у розрізі Роксолани, 692 у розрізі В'язівок). Всього автором виготовлено 7230 орієнтованих зразків, В. В. Шпирою – 335 зразків (з розрізу Бояничі). Окрім цього, для петромагнітних досліджень було виготовлено 675 неорієнтованих зразків: 175 із розрізів Роксолани, Бояничі і Коршів, і 500 зразків із розрізу В'язівок.

3.2. Лабораторні дослідження магнітних властивостей порід

3.2.1. Петромагнітні параметри

Різноманітні петромагнітні параметри (та їх відношення), виміряні на зразках з досліджуваних розрізів, загалом повинні були дати відповіді на три основних питання: 1) мінералогія (які саме магнітні мінерали присутні у породі?); 2) концентрація (у яких пропорціях представлені магнітні мінерали?); 3) гранулометрія (які розміри зерен магнітних мінералів переважають?). Не менш важливими були питання визначення магнітної текстури порід і впливу парамагнітної складової на загальну картину петромагнітних властивостей.

Для зручності всі вимірювані петромагнітні параметри умовно розбиті на 5 груп згідно [Матасова, 2006]:

Група 1. Параметри, що відображають головним чином концентрацію магнітних мінералів (концентраційно-чутливі або концентраційно-залежні):

– об'ємна магнітна сприйнятливості κ і магнітна сприйнятливості маси (питома) χ , $\chi = \kappa/\rho$, де ρ – густина [Evans, Heller, 2003, с. 9];

– магнітна сприйнятливості χ_{fer} , обумовлена ферромагнітним мінералами (різниця між початковою сприйнятливості χ_0 і магнітною

сприйнятливостю парамагнітних (і, частково, діамагнітних та антиферомагнітних) мінералів χ_{par} ;

- намагніченість насичення J_s (у західній літературі M_s) у полі 1,5 Тл;
- залишкова намагніченість насичення J_{rs} (або **SIRM**) – ізотермічна (при кімнатній температурі) намагніченість, набута у постійному полі 0,7 чи 1 Тл;
- J_r (або **IRM**) – залишкова ізотермічна намагніченість;
- безгістерезисна залишкова намагніченість J_{ri} (**ARM**), створена у змінному полі 0,1 Тл у присутності постійного поля лабораторії (47 000 нТл) (залишається концентраційно-чутливим параметром за умови незначної кількості однодоменних зерен);
- природна залишкова намагніченість J_n (або **NRM**).

Група 2. Параметри, що відображають склад магнітної фракції (магнітні мінерали та їх відносний вміст у магнітній фракції). Сюди належать:

- температури Кюрі (T_c) при нагрівних експериментах $\chi(T)$, $J_s(T)$;
- деблокуючі температури ($T_{\text{дб}}$) при нагрівних експериментах $\text{SIRM}(T)$, $\text{NRM}(T)$;
- медіанні руйнівні поля (**MDF**) при розмагнічуванні змінним полем намагніченостей NRM , SIRM , ARM ;
- залишкова частина намагніченості J/J_{max} після дії поля 100 мТл чи температурою 300-600°C;
- поле насичення H_s або поле, при якому набувається ~90% намагніченості насичення;
- показник відношення магнітом'яких і магнітожорстких мінералів **S** ($S=\text{IRM}/\text{SIRM}$) [Evans, Heller, 2003], у роботі вимірювався як $S = -J_{r(-300 \text{ мТл})} / J_{rs(700 \text{ мТл})}$;
- **HIRM** (жорстка частина **SIRM**) [Матасова, 2006] – різниця між **SIRM**, набутою у полі 700 мТл і **SIRM** у зворотному полі 300 мТл, характеризує наявність магнітних зерен з $B_{cr} > 300$ мТл, $\text{HIRM} = (J_{rs(700 \text{ мТл})} - J_{r(-300 \text{ мТл})})/2$;
- коерцитивна сила B_c (у західній літературі частіше H_c);
- залишкова коерцитивна сила B_{cr} (у західній літературі частіше H_{cr});

– фактор Кенігсбергера Q , $Q = J_n / (\kappa H_T)$, де H_T – модуль повного вектора напруженості магнітного поля.

Група 3. Параметри, що відображають розміри частинок магнітних мінералів і пов'язаний із ними доменний стан феромагнетиків (структурно-чутливі):

– фактор частотної залежності магнітної сприйнятливості $FD_{\%}$, $FD_{\%} = 100 \times (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}$, де χ_{lf} і χ_{hf} – магнітна сприйнятливість, виміряна відповідно на низькій і високій частоті змінного магнітного поля (не слід плутати з позначеннями χ_{lf} і χ_{hif} у деяких авторів [Evans, Heller, 2003, с. 21] – магнітною сприйнятливістю, виміряною відповідно у низькому (зазвичай, < 1 мТл) і високому (від 100 мТл) магнітних полях, причому остання вимірює вклад парамагнітних і антиферомагнітних мінералів; у дисертаційній роботі замість χ_{hif} введено символ χ_{par} , $\chi_0 - \chi_{par} = \chi_{fer}$);

– безгістерезисна залишкова намагніченість J_{ri} (ARM) (за умови значної кількості ОД-зерен);

– співвідношення, пов'язані прямою кореляцією з розміром магнітного зерна ($\chi/SIRM$, χ/ARM , $SIRM/ARM$);

– гістерезисні відношення J_{rs}/J_s , B_{cr}/B_c .

Група 4. Параметри анізотропії магнітної сприйнятливості (AMS) [Tarling, Hrouda, 1993; Бахмутов, 2006]. До них належать:

– напрямки (схилення, нахилення) головних осей еліпсоїда анізотропії магнітної сприйнятливості κ_1 , κ_2 , κ_3 – максимальна, середня і мінімальна вісі еліпсоїда AMS;

– ступінь анізотропії P , інтегральний індикатор впорядкованості магнітних мінералів, $P = \exp \sqrt{2 \{ (n_1 - n_{avg})^2 + (n_2 - n_{avg})^2 + (n_3 - n_{avg})^2 \}}$, де $n_1 = \ln \kappa_1$; $n_2 = \ln \kappa_2$; $n_3 = \ln \kappa_3$; $n_{avg} = \sqrt[3]{n_1 \cdot n_2 \cdot n_3}$;

– коефіцієнт анізотропії F , відображає ступінь плоскопаралельної орієнтації магнітних мінералів, $F = \kappa_2 / \kappa_3$;

– коефіцієнт анізотропії L , показник міри магнітної лінійності, $L = \kappa_1 / \kappa_2$;

– параметр форми T еліпсоїда AMS, $T = (2n_2 - n_1 - n_3) / (n_1 - n_3)$.

Табл. 3.1. Класифікація петромагнітних параметрів

Символ	Одиниці виміру	Назва
<i>Група 1. Концентраційно-чутливі параметри</i>		
κ	10^{-6} од. СІ	об'ємна магнітна сприйнятливість
χ	10^{-7} м ³ /кг	питома магнітна сприйнятливість (маси)
χ_{fer}	10^{-7} м ³ /кг	магнітна сприйнятливість ферромагнетиків
J_s	Ам ² /кг	намагніченість насичення
J_r	мА/м	ізотермічна залишкова намагніченість (IRM)
J_{rs}	Ам ² /кг	залишкова намагніченість насичення (SIRM)
J_{ri}	Ам ² /кг	ідеальна залишкова намагніченість (ARM)
J_n	мА/м	природна залишкова намагніченість (NRM)
<i>Група 2. Магнітно-мінералогічні параметри</i>		
Q		фактор Кенігсбергера
S		коефіцієнт жорсткості, показник відношення магнітом'яких і магнітожорстких мінералів
H_s	мТл	поле насичення
B_c	мТл	коерцитивна сила
B_{cr}	мТл	залишкова коерцитивна сила
Температури Кюрі T_c , деблокуючі температури T_{db} , медіанні руйнівні поля MDF , залишкова частина намагніченості після максимального розмагнічування J/J_{max} , магнітожорстка залишкова намагніченість насичення HIRM		
<i>Група 3. Структурно-чутливі параметри</i>		
FD%		фактор частотної залежності магнітної сприйнятливості
J_{ri}	Ам ² /кг	ідеальна залишкова намагніченість (ARM)
Відношення $\chi/SIRM$, χ/ARM , $SIRM/ARM$, J_{rs}/J_s , B_{cr}/B_c		
<i>Група 4. Параметри анізотропії магнітної сприйнятливості</i>		
L		параметр міри магнітної лінійності AMS
F		параметр площинної орієнтації магнітних мінералів
P		ступінь анізотропії, інтегральний індикатор впорядкованості магнітних мінералів
T		параметр форми еліпсоїда AMS
Напрямки осей еліпсоїда κ_1 , κ_2 , κ_3		
<i>Група 5. Парамагнітні параметри</i>		
J_{max}	мА/м	повна намагніченість
J_{par}	мА/м	намагніченість парамагнетиків
χ_{par}	10^{-8} м ³ /кг	парамагнітна сприйнятливість
χ_{sp}	10^{-9} м ³ /кг	суперпарамагнітна сприйнятливість

Група 5. Параметри, що відображають вклад парамагнітних мінералів у загальні магнітні властивості (при незначних концентраціях феромагнетиків у породах такий вклад може бути значний [Jelinek, 1981; Матасова, 2006]).

Сюди входять:

- J_{max} – повна намагніченість, що створюється у полі 1,4-1,5 Тл;
- намагніченість парамагнетиків J_{par} , що визначається як різниця між повною намагніченістю J_{max} і J_s ;
- парамагнітна сприйнятливість χ_{par} ;
- суперпарамагнітна сприйнятливість χ_{sp} .

Для зручності сприйняття магнітні параметри зведені у табл. 3.1.

Виміри петромагнітних параметрів проводилися за загальноприйнятими у світовій практиці методиками [Butler, 1992; Tarling, Hrouda, 1993; Dunlop, Ozdemir, 1997; Evans, Heller 2003; Tauxe et al., 2016]. Параметри AMS розраховувалися та аналізувалися за допомогою програм ANISO [Jelinek, 1977] і Anisoft 4.2. Для визначення доменного стану магнітних зерен використовувалася діаграма Дея-Данлопа (B_{cr}/B_c vs J_r/J_s) [Day et al., 1977; Dunlop, 2002].

3.2.2. Палеомагнітні дослідження

Зразки піддавалися детальному ступеневому терморозмагнічуванню (Т-чистка) до повної нейтралізації вторинної (в'язкої) намагніченості, а зразки-дублі – ступеневому розмагнічуванню змінним магнітним полем (Н-чистка).

Розмагнічування ступінчатим магнітним полем (Н-чистка, AF) полягає в тому, щоб поступово піддавати зразок впливу зростаючого змінного магнітного поля з вимірами залишкової намагніченості після кожного етапу розмагнічування. Як правило, для розмагнічування застосовувалися 12 полів для установки LDA-3 (5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 80, 100 мТл), а на приставці змінного магнітного поля SQUID-магнітометра 2G Enterprise від 15 до 25 полів (з кроком 2, 3, 5 і 10 мТл).

У зразках гірських порід, де основним феромагнітним мінералом є титаномагнетит, Н-чистка ефективно розмагнічує вторинні компоненти NRM і дозволяє виділити характеристичну компоненту (ChRM) – найстабільнішу компоненту NRM, яка на діаграмі Зйдервельда [Zijderveld, 1967] прямує до початку координат. При розмагнічуванні змінним магнітним полем зразки не руйнуються, не прогриваються (і не відбуваються зміни мінералів при впливі температур) і після завершення процедури їх можна використовувати для інших аналізів.

Процедура температурного розмагнічування (Т-чистка) передбачає послідовну серію нагрівів зразка до все більш високих температур. Для осадових лесово-грунтових порід технічно можливо виконати термочистку лише до температур 300°C, зрідка 350-400°C, внаслідок руйнування зразків під дією високих температур і неможливістю подальших вимірів на магнітометрі. Але й температур порядку 210-270°C зазвичай достатньо для видалення в'язкої компоненти намагніченості.

Загальна процедура ступеневої Т-чистки полягає в послідовному (все більш сильному) розмагнічуванні зразка під впливом зростаючих температур (порядку 4-7 ступенів розмагнічування: 180, 210, 240, 270, 300, 350, 400 °C) з вимірюванням залишкової намагніченості після охолодження на кожному кроці розмагнічування. Т-чистка, як правило, ефективніше видаляє вторинні компоненти, що дозволяє виділити характеристичну компоненту ChRM [Opdyke, Channell, 1996].

Звичайна процедура магнітної чистки включала в себе поступове розмагнічування змінним полем одних зразків і поступове температурне розмагнічування зразків-дублів, що дозволило порівнювати результати, отримані різними методами для одного й того ж стратиграфічного рівня. Метою досліджень було виділення різних компонент намагніченості, у тому числі найбільш стабільної характеристичної компоненти, яка може бути первинною намагніченістю (намагніченість, що утворилась під час формування породи). Результати ступеневого розмагнічування представлено

у вигляді векторних компонентних діаграм (ортогональних проєкцій) Зйдервельда [Zijderveld, 1967]. Результати Т- і Н-чистки аналізувалися методом головних компонент [Kirschvink, 1980] з використанням пакету програм PDA [Lewandowski et al., 1997] та Remasoft 3.0 [Chadima, Hroudá, 2006]. Палеомагнітні шкали побудовано у програмі MPS [Man, 2008] на основі розподілу дискримінантної функції d , автоматично розрахованої за введеними у програму напрямками ChRM-компоненти, отриманими за результатами Т-чистки. У програмі MPS напрямки ChRM відсортовано у два класи, віднесених до прямої й оберненої полярності.

3.2.3. Апаратура

Виміри здійснювалися у період 2009-2016 рр. в Центрі колективного користування унікальною магнітометричною апаратурою Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України (м. Київ), Палеомагнітному центрі Інституту нафтогазової геології і геофізики Сибірського відділу Російської академії наук (м. Новосибірськ, Росія, 2012-2013 рр.), відділі магнетизму Інституту геофізики Польської академії наук (м. Варшава, Польща, 2012-2014 рр.), Лабораторії палеомагнетизму і магнетизму гірських порід Інституту геології і нафтогазових технологій Казанського федерального університету (м. Казань, Росія, 2015-2016 рр.) та Геомагнітній лабораторії ім. Айвара Джайєвера Університету Осло (м. Осло, Норвегія, 2017 р.). Результати магнітних вимірів зразків-дублів у різних лабораторіях узгоджуються між собою, що підтверджує достовірність отриманих результатів.

У лабораторії Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України та в іноземних інститутах автором виміряно магнітні властивості на 7270 зразках. Виміри в зарубіжних лабораторіях виконували окрім автора також В. Г. Бахмутов, Є. Б. Поляченко, В. В. Шпира, А. Ю. Казанський, Г. Г. Матасова, Б. Гурка-Кострубец, С. Дитлув, Д. М. Кузіна, Є. Кулаков (загалом 550 зразків), а в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України

Т. В. Скарбовійчук, Л. М. Дячук, А. В. Висоцькою виміряно характеристики 420 зразків.

Виміри об'ємної магнітної сприйнятливості і параметрів анізотропії магнітної сприйнятливості зразків-кубиків і циліндрів проводилися на капіліметру МФК1-В, природної залишкової намагніченості – на спіномагнітометрах JR-6, JR-6А, а також на астатичному магнітометрі LAM-22. Виміри різних видів намагніченості проводилися головним чином на криогенному магнітометрі 2G Enterprises (виробництво США) з приставкою для розмагнічування змінним магнітним полем SQUID DC. Для температурного розмагнічування в українській лабораторії використовувалися екрановані печі MMLTD (виробництво Великобританія), для розмагнічування зразків ступінчатим магнітним полем – установка LDA-3. Як магнітометри, так і печі розміщуються у спеціальних екранованих кімнатах MMLFC, де магнітне поле на два порядки менше за сучасне магнітне поле.

Виміри температурної залежності магнітної сприйнятливості неорієнтованих зразків проводилися за допомогою мультифункціонального капіліметра МФК1-FA, режим вимірів від кімнатної температури до 700 °С, при частоті 976 Гц. Для розрахунку параметрів петлі гістерезису використовувалась установка MicroMag VSM і коерцитивний спектрометр J-Meter [Jasonov et al., 1998]. Підготовка зразків до вимірів включала подрібнення в немагнітній агатовій ступці і упаковку в спеціальні пластикові і паперові контейнери. Після цього було виміряно масу кожного зразка, маса враховувалася при вимірах.

Список використаних джерел

- Бахмутов В. Г. Палеовековые геомагнитные вариации. Киев: Наук. думка, 2006. 296 с.
- Матасова Г. Г. Магнетизм позднеплейстоценовых лессово-почвенных отложений Сибирской субаэральской формации: диссертация ... доктора геолого-минералогических наук: 25.00.10. Новосибирск, 2006. 276 с.
- Храмов А. Н., Молоствовский Э. А. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 1997. 179 с.
- Butler R. F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Boston: Blackwell Scientific Publications. 1992. 319 p.
- Chadima M., Hroudá F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Geophysiques*. 2006. XXVII. P. 20-21.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.* 1977. №13. P. 260-267.
- Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *J. Geophys. Res.* 2002. № 107. P. 1582.
- Dunlop D. J., Özdemir Ö. Rock magnetism: Fundamental and Frontier. New York: Cambridge Univ. Press, 1997. 788 p.
- Evans M., Heller F. Environmental magnetism. Academic Press, 2003. P. 69-74.
- Jasonov P. G., Nurgaliev D. K., Burov B. V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer. *Geol. Carpathica*. 1998. Vol. 49, N 3. P. 224–225.
- Jelinek V. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*. 1981. Vol. 79. P. 63-67.
- Jelinek V. The statistical theory of measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility and its application. *Geophysica Brno*. 1977. P. 5-88.

- Kirschvink J. L. The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1980. № 62. P. 699-718.
- Lewandowski M., Werner T., Nowożyński K. PDA – a package of FORTRAN programs for paleomagnetic data analysis. *Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Manuscript.* 1997. P. 1-17.
- Man O. On the identification of magnetostratigraphic polarity zones. *Studia Geophysica at Geodaetica.* 2008. Vol. 52. P. 173-186.
- Opdyke N. D., Channell J. E.T. Magnetic stratigraphy. London: Acad. Press, 1996. 341 p.
- Tarling D., Hrouda E. The magnetic anisotropy of rocks. London: Publ. by Chapman and Hall., 1993. 217 p.
- Tauxe L., Banerjee S. K., Butler R. F., van der Voo R. Essentials of Paleomagnetism. 4th Web Edition, 2016.
<https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>
- Zijderveld K. Demagnetization of Rocks: analysis of results. In: *Methods in paleomagnetism.* Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254-286.

4. ПЕТРОМАГНІТНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ СЕРІЙ УКРАЇНИ

4.1. Концентраційно-чутливі магнітні параметри

У цьому пункті розглянуто характер змін концентраційно-чутливих петромагнітних характеристик k , χ , χ_{fer} , J_s , J_r , J_{rs} , J_n у досліджуваних лесово-грунтових відкладах України.

4.1.1. Магнітна сприйнятливість

На всіх стратиграфічних горизонтах розрізів детально вимірювалася об'ємна магнітна сприйнятливість k , а для деяких зразків, відібраних із характерних горизонтів, – також питома сприйнятливість χ , початкова сприйнятливість χ_0 , яка у свою чергу підрозділяється на ферромагнітну і парамагнітну частини (початкова сприйнятливість $\chi_0 = \chi_{fer} + \chi_{par}$). Для розрізу Роксолани були виміряні ще й параметри χ_{lf} і χ_{hf} – магнітна сприйнятливість, виміряна відповідно на низькій і високій частоті змінного магнітного поля.

4.1.2. Розріз Бояничі

Магнітна сприйнятливість і природна залишкова намагніченість, у цілому, не залежать від літологічного складу. Магнітна сприйнятливість у розрізі змінюється у межах від 100 до 400×10^{-6} од. СІ, природна залишкова намагніченість – від 1 до 35 мА/м.

Мінімальні значення k складають 100×10^{-6} од. СІ в ґрунтах дубенського, наддубенського горизонтів, надтернопільській солюфлікаційній пачці і підтернопільському ґрунтовому горизонті, максимальних $300-400 \times 10^{-6}$ од. СІ – в гороховському і коршівському ґрунтових комплексах. Варто відмітити, що підрівненські леси мають найбільш високі значення k серед лесових горизонтів розрізу Бояничі ($250-300 \times 10^{-6}$ од. СІ). J_n змінюється від 1-5 мА/м в ґрунтах красилівського, дубеського, підтернопільського горизонтів та

надтернопільській солюфлікаційній пачці до 15-25 мА/м у лесах підрівненського, грунтах горохівського, коршівського і підкоршівського горизонтів.

За аномально високими значеннями k у розрізі Бояничі виділено 4 шари (рис. 4.1): 1) лес підрівненський, підвищеної вологості, озалізнений; 2) горохівський викопний ґрунтовий комплекс; 3) супіщаний В, гумусний суглинистий A_1 горизонти коршівського викопного комплексу; 4) нижній горизонт середньоплейстоценових лесів.

Лесові і палеоґрунтові горизонти у розрізі Бояничі слабо диференційовані й за іншими концентраційно-чутливими магнітними характеристиками, як-от: χ_{fer} , J_{rs} (рис. 4.7). Інтервали їх змін здебільшого накладаються: χ_{fer} лесових горизонтів варіює у межах $1,6-11,3 \times 10^{-8}$ м³/кг, палеоґрунтів – $4,7-11,1 \times 10^{-8}$ м³/кг. За значеннями J_{rs} різниця ще менш помітна: $0,3-1,5$ мА \times м²/кг і $0,7-1,3$ мА \times м²/кг відповідно. Найбільші значення концентраційно-чутливих параметрів спостерігаються у верхніх лесових горизонтах (надрівненському й підрівненському), найменші значення характерні для наддубнівського і надтернопільського солюфлюкційних горизонтів. Значення концентраційно-залежних параметрів дубнівського ґрунту нижчі, ніж у перекриваючого його лесу, а у решти викопних ґрунтів ці значення вищі, ніж у підстилаючих і перекриваючих лесових горизонтах [Главацький та ін., 2016; Главацький, 2016; Bakhmutov et al., 2017].

4.1.3. Розріз Коршів

Магнітна сприйнятливість і природна залишкова намагніченість також не залежать від літологічного складу. Однак породи розрізу Коршів мають менші середні величини концентраційно-чутливих петромагнітних параметрів, ніж у розрізі Бояничі: середня величина J_n менша на 45 %, k – на 17 %. Проте мінімальні й максимальні значення аналогічні. Магнітна сприйнятливість варіює від 100 до 400×10^{-6} од. СІ, природна залишкова намагніченість – від 1 до 25 мА/м.

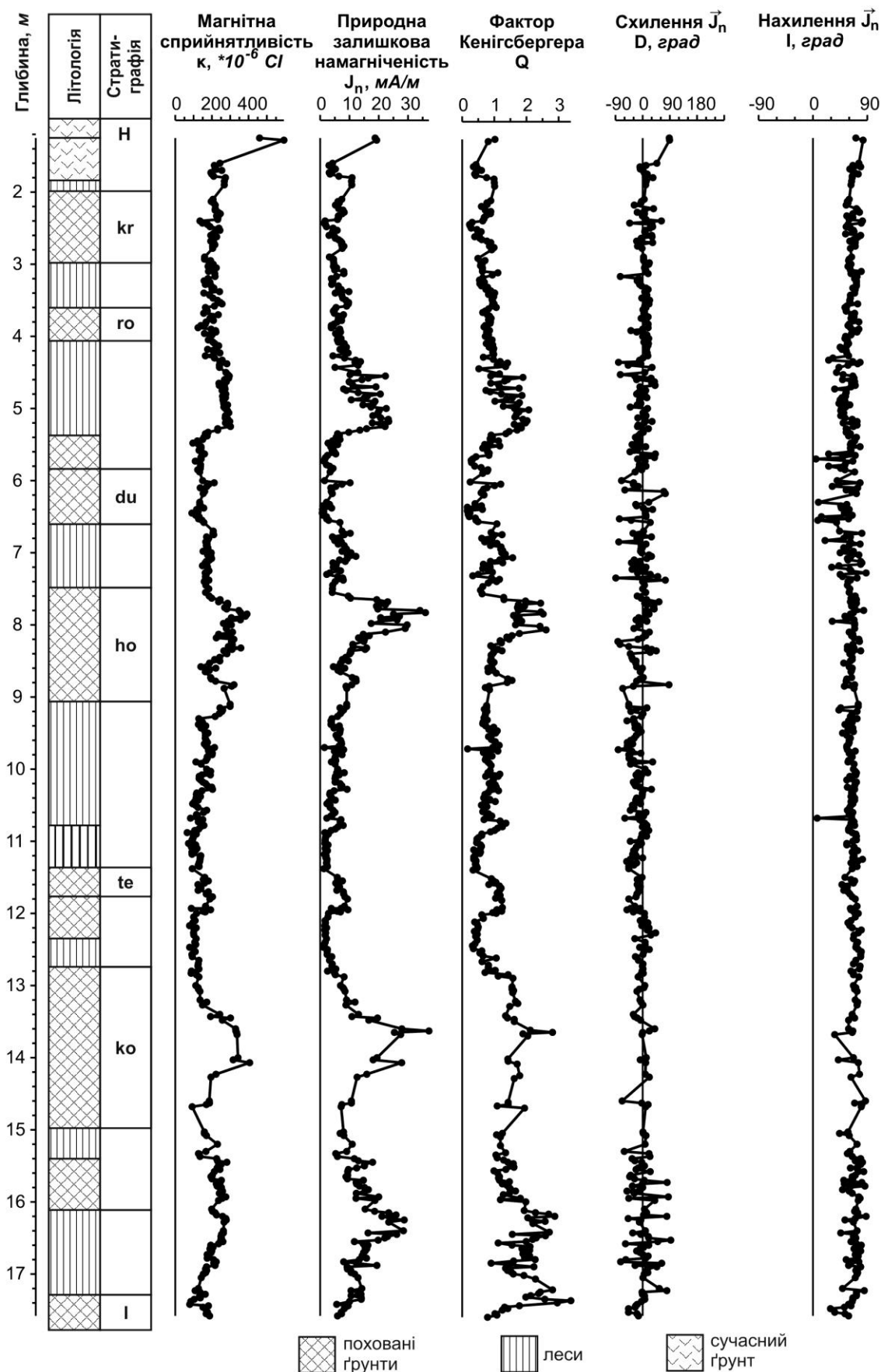


Рис. 4.1. Зміна магнітної сприйнятливості, природної залишкової намагніченості, фактору Кенігсберга, схилення й нахилення NRM вздовж літологічної колонки розрізу Бояничі.

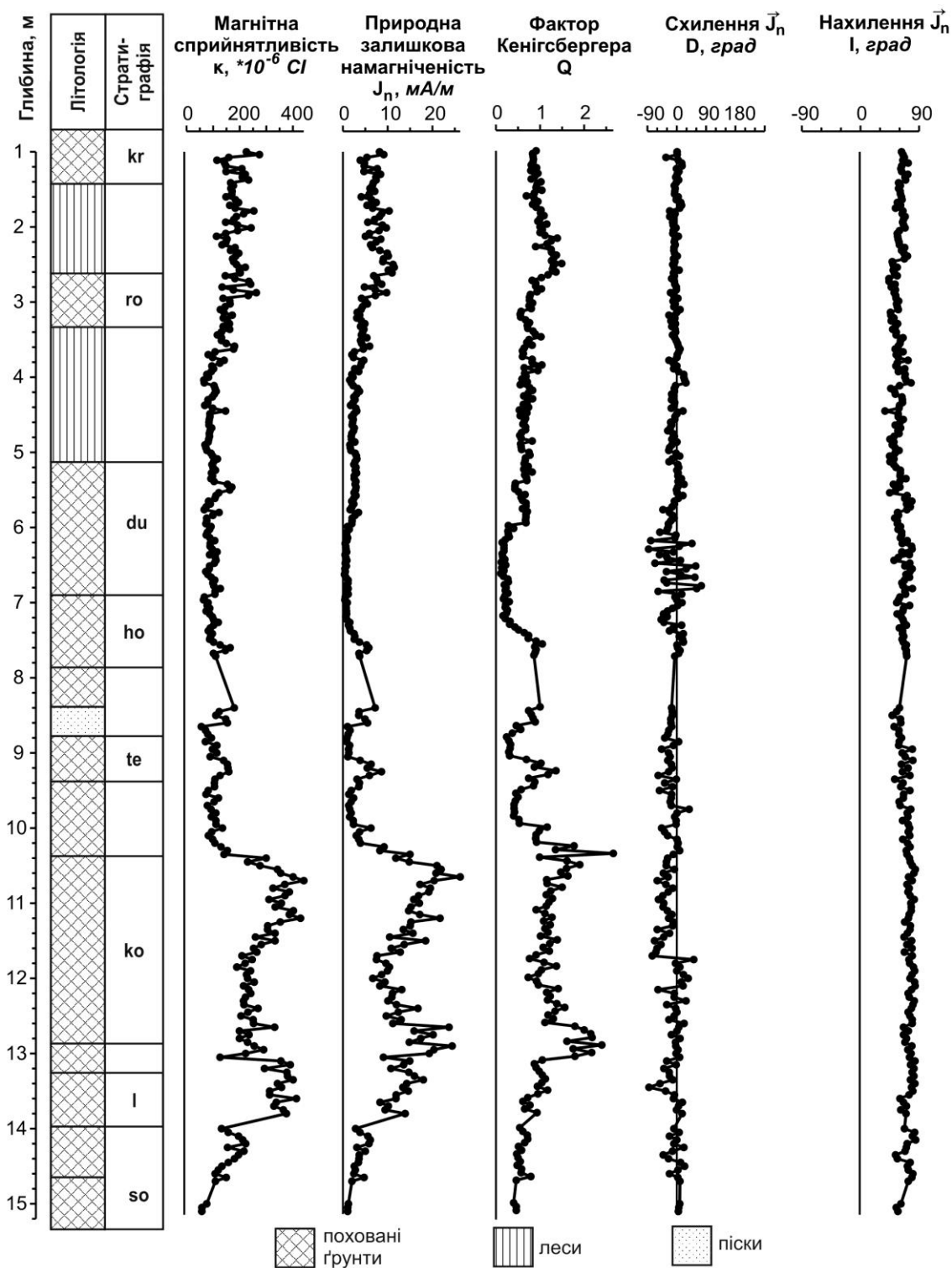


Рис. 4.2. Зміна магнітної сприйнятливості, природної залишкової намагніченості, фактору Кенігсбергера, схилення й нахилення NRM вздовж літологічної колонки розрізу Коршів.

Мінімальні значення k складають менше 100×10^{-6} од. CI у ґрунтах дубенського, тернопільського горизонтів, максимальні ($300-400 \times 10^{-6}$ од. CI)

– у коршівському й луцькому ґрунтових комплексах. Підрівненські леси тут володіють меншими показниками k , ніж у розрізі Бояничі, – 120×10^{-6} од. СІ, надрівненські, навпаки, у середньому 200×10^{-6} од. СІ. J_n змінюється від 1-3 мА/м у ґрунтах дубенського, тернопільського і підтернопільського горизонтів до 15-25 мА/м у ґрунтах коршівського й луцького горизонтів.

У розрізі Коршів можна виділити 3 зони із підвищеними значеннями магнітної сприйнятливості (рис. 4.2): 1) лес надрівненський; 2) коршівський викопний ґрунтовий комплекс; 3) луцький горизонт.

За значеннями χ_{fer} , J_{rs} розріз Коршів можна поділити на дві частини – верхню і нижню. Верхня представлена лесовидними породами і горизонтами горохівського та дубенського ґрунтів. Тут величини χ_{fer} складають 0,7-2 мА \times м²/кг (крім зразка-лесу з самого верху з $\chi_{fer} = 5,6 \times 10^{-8}$ м³/кг), величини J_{rs} варіюють у межах 0,11-0,52 мА \times м²/кг. У нижній частині розрізу, представленої горизонтами коршівського і луцького (В-горизонт) викопних ґрунтів суттєво вищі χ_{fer} – 7,7-10,1 $\times 10^{-8}$ м³/кг, J_{rs} – 1,2-1,4 мА \times м²/кг [Главацький та ін., 2016; Главацкий, 2016; Vakhmutov et al., 2017].

4.1.4. Розріз Роксолани

Концентраційно-чутливі параметри змінюються у значних межах вздовж профілю, їх варіації добре видні на рис. 4.3, 4.4. Поховані ґрунти характеризуються набагато вищими значеннями k , ніж у лесах, що досягають 900×10^{-6} од. СІ і більше у ґрунтах дофінівського, вітачівського й завадівського горизонтів. У лесах бузького, дніпровського й орельського горизонтів, а також у пісках підшви розрізу значення магнітної сприйнятливості мінімальні (70×10^{-6} од. СІ). Значення J_n максимальні у палеоґрунтах: від 20 до 35 мА/м у ґрунтах дофінівського горизонту, від 25 до 55 мА/м у ґрунтах вітачівського горизонту. Мінімальними величинами J_n (на два порядки нижче) володіють леси і піски з нижньої частини розрізу (0,22-0,8 мА/м). Природна залишкова намагніченість більшості лесових зразків не перевищує 2 мА/м.

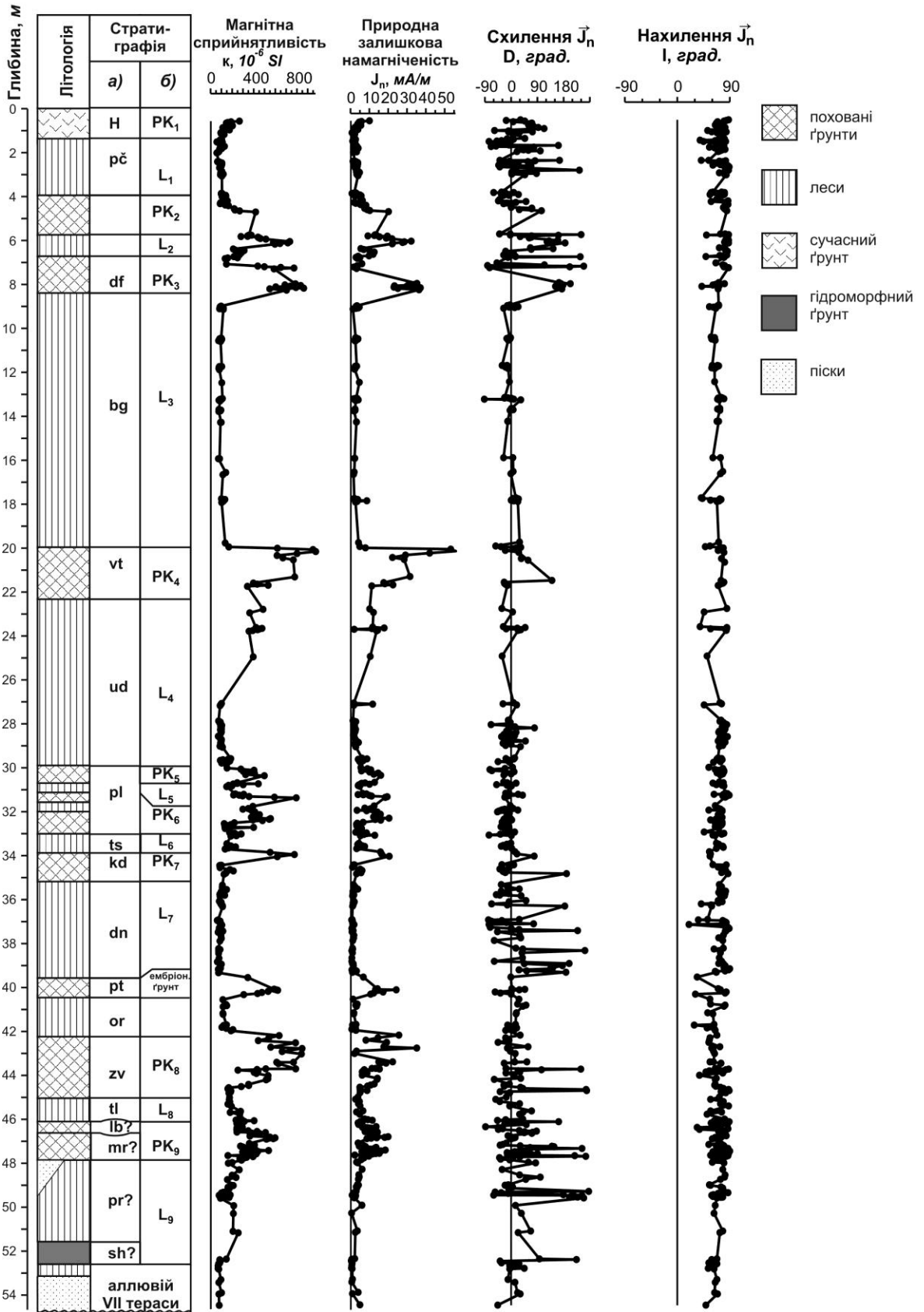


Рис. 4.3. Зміна магнітної сприйнятливості, природної залишкової намагніченості, схилення й нахилення NRM вздовж розрізу Роксолани. Стратиграфія: а) [Богуцький та ін., 2013]; б) [Tsatskin et al., 1998, 2001].

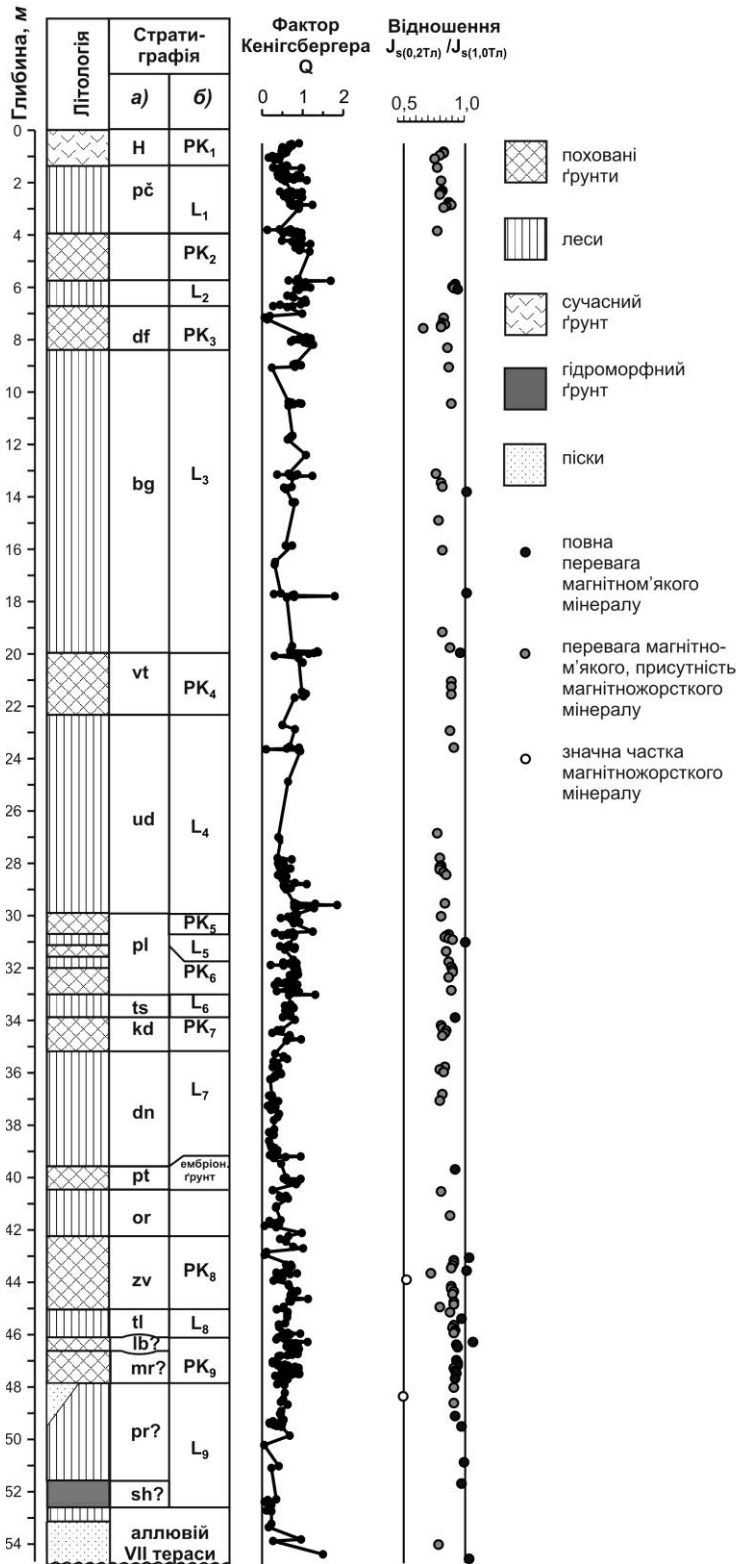
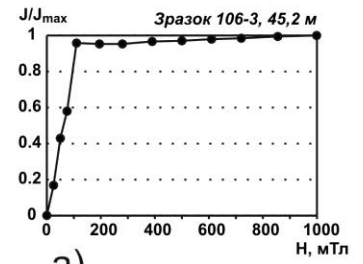
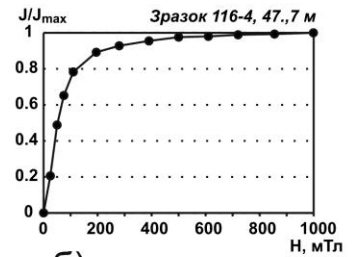


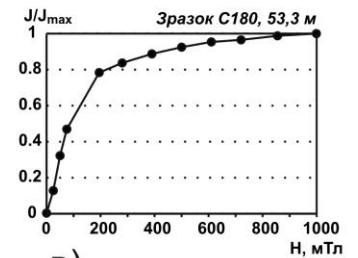
Рис. 4.4. Розподіл фактору Кенігсбергера і відношення залишкової намагніченості насичення у полі 0,2 і 1 Тл (розріз Роксолани).



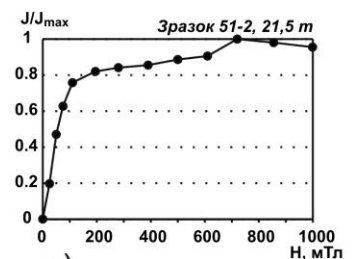
а)



б)



в)



г)

Рис. 4.5. Приклади типових кривих насичення IRM зразків у розрізі Роксолани:

- а) орельського лесу;
- б) мартоносського ґрунту;
- в) приазовського лесу;
- г) витачівського ґрунту.

Для деяких горизонтів викопних ґрунтів (завадівський, мартоносський) характерне плавне збільшення k та J_n від підшви угору і різке зменшення у покрівлі при переході від ґрунтів до вищезалягаючих лесів. Така поведінка магнітної сприйнятливості і природної залишкової намагніченості типова для лесово-ґрунтової формації досліджуваного регіону [Evans, Heller, 2003; Бахмутов и др., 2005]. Високі значення k у ґрунтах обумовлені інтенсивнішим утворенням і накопиченням мінералів заліза у процесі педогенезу й біомінералізації [Gendler et al., 2006].

Величина χ_{fer} варіює від 3 до 50×10^{-8} м³/кг, J_{rs} від 0,4 до 3 мА×м²/кг, при цьому обидва параметри синхронно змінюються вздовж розрізу. Найбільші значення концентраційно-залежних магнітних параметрів спостерігаються у ґрунтах, найменші у лесах. Тим не менше, збільшення χ_{fer} у різних палеоґрунтових горизонтах не однаково. Найбільш різкі збільшення значень χ_{fer} у ґрунтах характерні для дофінівського РК₂ (df), вітачівського РК₄ (vt) і горизонту ембріонального потягайлівського ґрунту (pt). Тут відношення $\chi_{fer(ґрунт)}/\chi_{fer(лес)}$ варіює від 8 до 12. У горизонтах РК₃ (df), РК₅ (pl) і РК₆ (pl) зростання χ_{fer} суттєво нижче і відношення $\chi_{fer(ґрунт)}/\chi_{fer(лес)}$ складає від 2 до 7. Варто відзначити, що нижня частина сучасного ґрунту за значеннями χ_{fer} не відрізняється від підстелаючих лесів.

Лесові горизонти достатньо однорідні за величиною χ_{fer} ($3-5 \times 10^{-8}$ м³/кг) за виключенням верхньої частини горизонту L₅ (ud), де χ_{fer} зростає до $19,5 \times 10^{-8}$ м³/кг, що наближається до значень помірно магнітних ґрунтів [Бахмутов, Главацкий, 2014а, 2014б; Bakhmutov et al., 2017].

4.1.5. Розріз В'язівок

Середні значення природної залишкової намагніченості розрізу В'язівок удвічі нижчі, ніж на розрізах Волинської височини (Бояничі, Коршів) та втричі нижчі, ніж у розрізах півдня України (Роксолани та ін.), і коливаються в діапазоні 1-10 мА/м (рис. 4.6). Значення J_n не залежать від літології: мінімальні значення (1-3 мА/м) притаманні лесам бузького, ґрунтам

завадівського, лубенського і крижанівського горизонтів, максимальних значень (вище 5 мА/м) залишкова намагніченість досягає в лесах із низів дніпровського горизонту, ґрунтах витачівського, кайдацького і широкінського горизонтів.

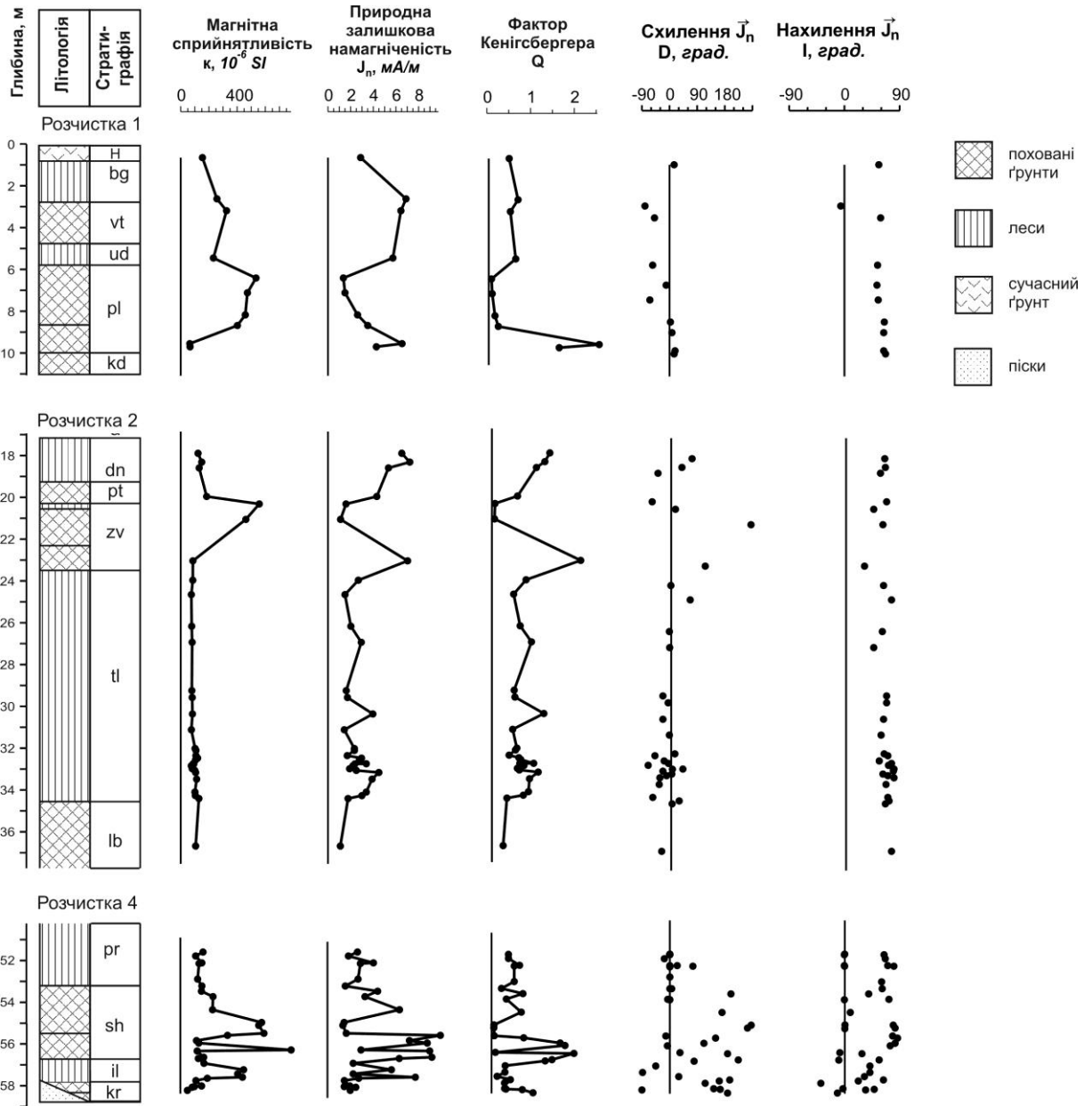


Рис. 4.6. Зміна магнітної сприйнятливості, природної залишкової намагніченості, фактору Q, схилення й нахилення NRM вздовж розрізу В'язівок.

Значення об'ємної магнітної сприйнятливості к аналогічні таким же у інших лесово-грунтових розрізах України і коливаються в межах $50-780 \times 10^{-6}$ од. СІ. Низькі значення к ($50-150 \times 10^{-6}$ од. СІ) характерні для ґрунтів із кайдацького, лубенського, крижанівського горизонтів, а також лесів зі всієї товщі тилігульського, приазовського і нижньої частини дніпровського горизонтів. Найбільш високі середні значення магнітної сприйнятливості типові для ґрунтів із завадівського і широкінського горизонтів (більше 500×10^{-6} од. СІ) [Главацкий и др., 2016].

Величини χ_{fer} , J_{rs} варіюють від 1 до 48×10^{-8} м³/кг і від 0,2 до 3,4 мА×м²/кг відповідно, та не залежать від літології.

4.1.6. Порівняльна характеристика розрізів

Розрізи Бояничі, Коршів і В'язівок за характером змін магнітної сприйнятливості не можна віднести ні до «аляскінського» (коли значення магнітної сприйнятливості вищі у 2-4 рази, ніж у похований ґрунтах), ні до «китайського» (коли значення магнітної сприйнятливості підвищені у палеоґрунтах і понижені у 3-4 рази в лесах) типу субаеральних відкладів: і ґрунти, і леси характеризуються як підвищеними, так і пониженими значеннями. Їх можна віднести до проміжного між «китайським» і «аляскінським», «сибірського» типу формування субаеральних відкладів [Матасова, 2006].

Натомість, у розрізі Роксолани спостерігається чітка градація між похованими ґрунтами з максимальними значеннями магнітної сприйнятливості і лесеми з мінімальними значеннями [Бахмутов, Главацкий, 2014а, 2014б]. Середні величини магнітної сприйнятливості у розрізі Роксолани більші від значень у розрізах півночі України за рахунок високих значень у палеоґрунтах. Тим не менше, досліджені розрізи за поведінкою магнітних характеристик мають і певні схожості. Так, середні значення магнітної сприйнятливості у лесових горизонтах у всіх розрізах, незалежно від їх географічного положення, варіює у вузьких межах $6-11 \times 10^{-8}$ м³/кг (або

100-200×10⁻⁶ од. СІ), що свідчить про єдине дистальне джерело надходження еолового (лесового) матеріалу в Причорномор'ї, Придніпров'ї і на Волинській височині [Bakmutov et al., 2017].

Ймовірно, це джерело було єдиним для всієї території України, оскільки такі середні значення магнітної сприйнятливості у лесах характерні для всієї території України. У розрізах Старі Кайдаки [Buggle et al., 2011]; В'язівка [Rossenau et al., 2001]; Приморське [Nawrocki et al., 1999; Necula et al., 2015]; Колодієв [Nawrocki et al., 2007]; Єзупів [Nawrocki et al., 1999] середні значення магнітної сприйнятливості лесів змінюються в таких же межах (9-12×10⁻⁸ м³/кг). Виключення становлять всього два розрізи Старі Безрадичі і Санжейка [Bokhorst et al., 2009], де середні значення магнітної сприйнятливості 2-3×10⁻⁸ м³/кг. Проте у розрізах Роксолани (~10 км на південний захід від розрізу Санжейка) і Приморське (~100 км на південь від розрізу Санжейка) середні величини магнітної сприйнятливості у лесах складають 9 і 11 ×10⁻⁸ м³/кг відповідно [Tsatskin et al., 1998, 2001; Nawrocki et al., 1999; Necula, et al., 2015; Sartori, 2000; Evans, Heller, 2003; Gendler et al, 2006], а у розрізі Стайки (~30 км на південний схід від розрізу Старі Безрадичі) середня магнітна сприйнятливості бузького лесу складає 8×10⁻⁸ м³/кг [Rossenau et al., 2011].

Середні значення концентраційно-чутливих параметрів у горизонтах викопних ґрунтів, як правило, вищі, ніж у лесових горизонтах (виключеннями є ряд горизонтів на Волинській височині і Придніпровській низовині, наприклад, горизонт дубнівського палеоґрунту у розрізі Бояничі і горизонт горохівського ґрунту у розрізі Коршів, лубенський і крижанівський ґрунти у розрізі В'язівка). Співвідношення між χ_{fer} лесів і χ_{fer} ґрунтів відмінне і, ймовірно, пов'язане з інтенсивністю педогенезу. Більше того, при спробі корелювати ці відносно близько розташовані розрізи за магнітними властивостями очевидно, що їх зіставлення неоднозначне.

4.2. Магнітна мінералогія

4.2.1. Термомагнітний аналіз

Склад магнітної фракції досліджується різними магнітними методами, однак найбільш інформативним вважається термомагнітний аналіз [Петрова, 1977; Evans, Heller, 2003]. Вивчення температурних залежностей $\chi(T)$, $\text{NRM}(T)$, $\text{SIRM}(T)$ виявляє блокуючі температури, а $\chi(T)$ та $J_s(T)$ фіксує точки Кюрі основних мінералів магнітної фракції відкладів.

На всіх кривих $\chi(T)$, $\text{SIRM}(T)$ лесів і палеоґрунтів досліджуваних розрізів фіксується точка Кюрі магнетиту ($575\text{-}580^\circ\text{C}$) (рис. 4.7). На більшості кривих $\chi(T)$ спостерігається виражений пік у районі $250\text{-}350^\circ\text{C}$, який можна інтерпретувати як присутність у зразках гематиту, котрий при нагріві до цих температур переходить у гематит, а при нестачі кисню може частково відновлюватися до магнетиту [Матасова, 2006].

Майже всі криві охолодження $\chi(T)$ зразків з розрізу В'язівки прямують значно вище кривих нагріву. Ймовірно, збільшення χ має місце за рахунок перетворення при нагріві первинно слабомагнітних (парамагнетиків і діамагнетиків) глинистих і силікатних мінералів у сильномагнітні (магнетит). Виключення складають зразки лесів із придніпровського і тилігульського горизонтів, при нагріві яких крива охолодження майже співпадає з кривою нагріву, що свідчить про відсутність мінералогічних змін і при нагріваннях.

На всіх кривих ізотермічної залишкової намагніченості $\text{SIRM}_1(T)$ першого нагріву у більшості зразків виділяються деблокуючі температури у діапазоні $550\text{-}590^\circ\text{C}$, після нагріву вище 670°C SIRM повністю руйнується чи залишається невелика SIRM (0-10%). У частини зразків із різних горизонтів ґрунтів і лесів фіксується наявність гематиту. Точки Кюрі магнетиту добре прослідковуються на кривих зразків лесів з дніпровського, бузького, приазовського горизонтів. На кривих повторного нагріву фіксується присутність гематиту [Главацкий и др., 2016].

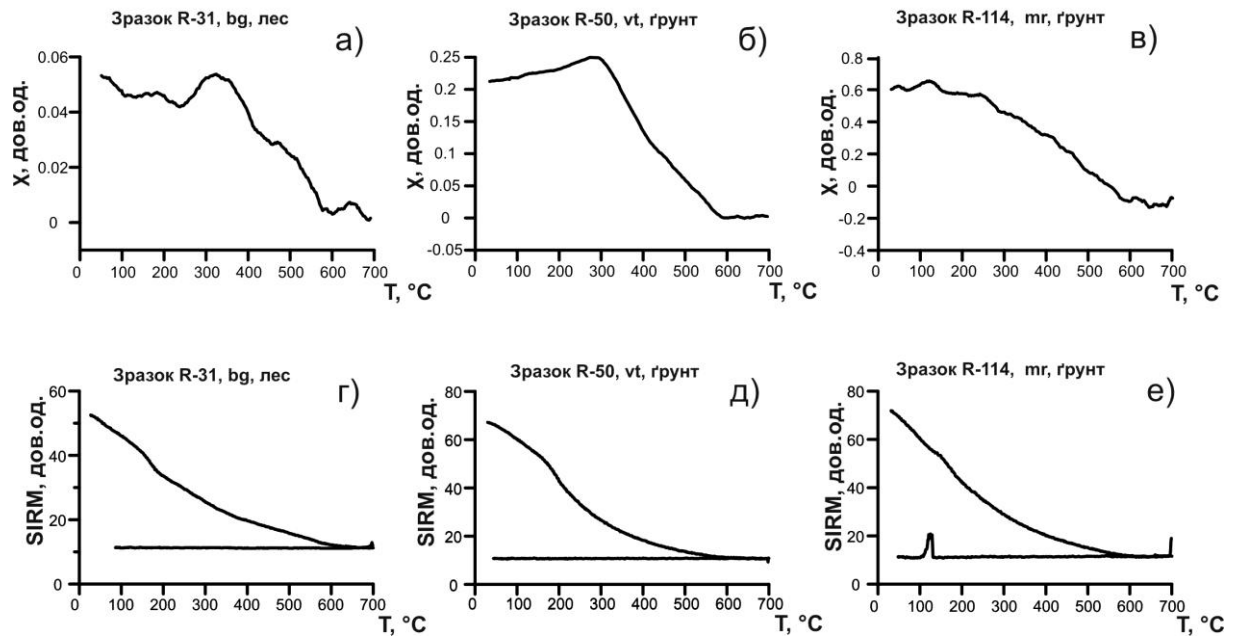


Рис. 4.7. Приклади кривих нагрівів $\chi(T)$ (а-в) і $SIRM(T)$ (г-е) пілотних зразків лесів з бузького горизонту (а, г), ґрунтів з витачівського (б, д) та мартоносського (в, е) горизонтів розрізу Роксолани.

4.2.2. Фактори Q і S

Для всіх чотирьох розрізів були побудовані детальні графіки змін фактору Кенігсберґера Q , що дає інформацію про природу залишкової намагніченості. У лесових породах розрізів Бояничі, Коршів і Роксолани в основному $Q < 1$, а в усіх шарах розрізу В'язівок (крім кайдацького горизонту) значення Q в основному складають 0,4-0,5, що вказує на седиментаційну природу природної залишкової намагніченості і хорошу збереженість осадів без ознак хімічних перетворень. У палеоґрунтах розрізів Волинської височини і розрізу Роксолани Q часто близько до 1, а у гумусних горизонтах розрізів Бояничі й Коршів, у підрівненських лесах розрізу Бояничі і в кайдацькому ґрунті розрізу В'язівок фактор Кенігсберґера досягає 1,5-2 і більше, що свідчить про відносно інтенсивні педогенні процеси і утворення аутигенних тонкозернистих магнітних мінералів (біо)хімічного походження.

Чи не найважливішим магнітно-мінералогічним параметром є фактор магнітної жорсткості S – відношення залишкової намагніченості насичення в

зворотному полі 300 мТл (J_r або IRM) до залишкової намагніченості насичення у полі 700 мТл (J_{rs} або SIRM). У багатьох випадках цей параметр дозволяє виявити точне співвідношення між антиферомагнітними (такими, як «магнітожорсткий» гематит) і ферримагнітним (як «магнітом'який» магнетит) мінералами. Значення, що наближаються до 1, свідчать про перевагу «магнітом'яких» мінералів).

4.2.3. Розріз Бояничі

Фактор Кенігсбергера Q (рис. 4.1) у середньому становить 1,09. Найбільші значення досягають 2-2,3 у гумусних горизонтах луцького, горохівського й коршівського викопних ґрунтових комплексах, а також у підрівненських лесах (Q становить від 1,5 до 2). Мінімальних значень ($Q < 1$) фактор Кенігсбергера досягає у дубнівського й красилівському ґрунтових горизонтах, і в лесових горизонтах вище та нижче тернопільського горизонту.

У лесових горизонтах значення коерцитивних параметрів B_c і B_{cr} варіює у межах 10,2-18,2 мТл та 50,4-80,9 мТл, для горизонтів викопних ґрунтів – у межах 10,1-16,9 мТл і 41,3-59,5 мТл відповідно (рис. 4.8). У лесах найменші значення B_c і B_{cr} відповідають надрівненському і підрівненському лесовим горизонтам, максимальні значення – наддубнівському і надтернопільському соліфлюкційним горизонтам. У горохівському і коршівському горизонтах викопних ґрунтів спостерігаються найнижчі значення B_c і B_{cr} , дубнівський викопний ґрунт і горизонт В коршівського палеоґрунту за значеннями B_c і B_{cr} не відрізняються від надтернопільського лесу.

Параметр магнітної жорсткості S змінюється у широких межах: 0,66-0,95 (рис. 4.8). При цьому мінімальними значеннями S характеризуються соліфлюкційні горизонти – наддубнівський ($S=0,66$) і надтернопільський ($S=0,76$). У решти горизонтів ґрунтів і лесів відмінностей у магнітній жорсткості не спостерігається [Главацький та ін., 2016; Главацький, 2016; Vakhmutov et al., 2017].

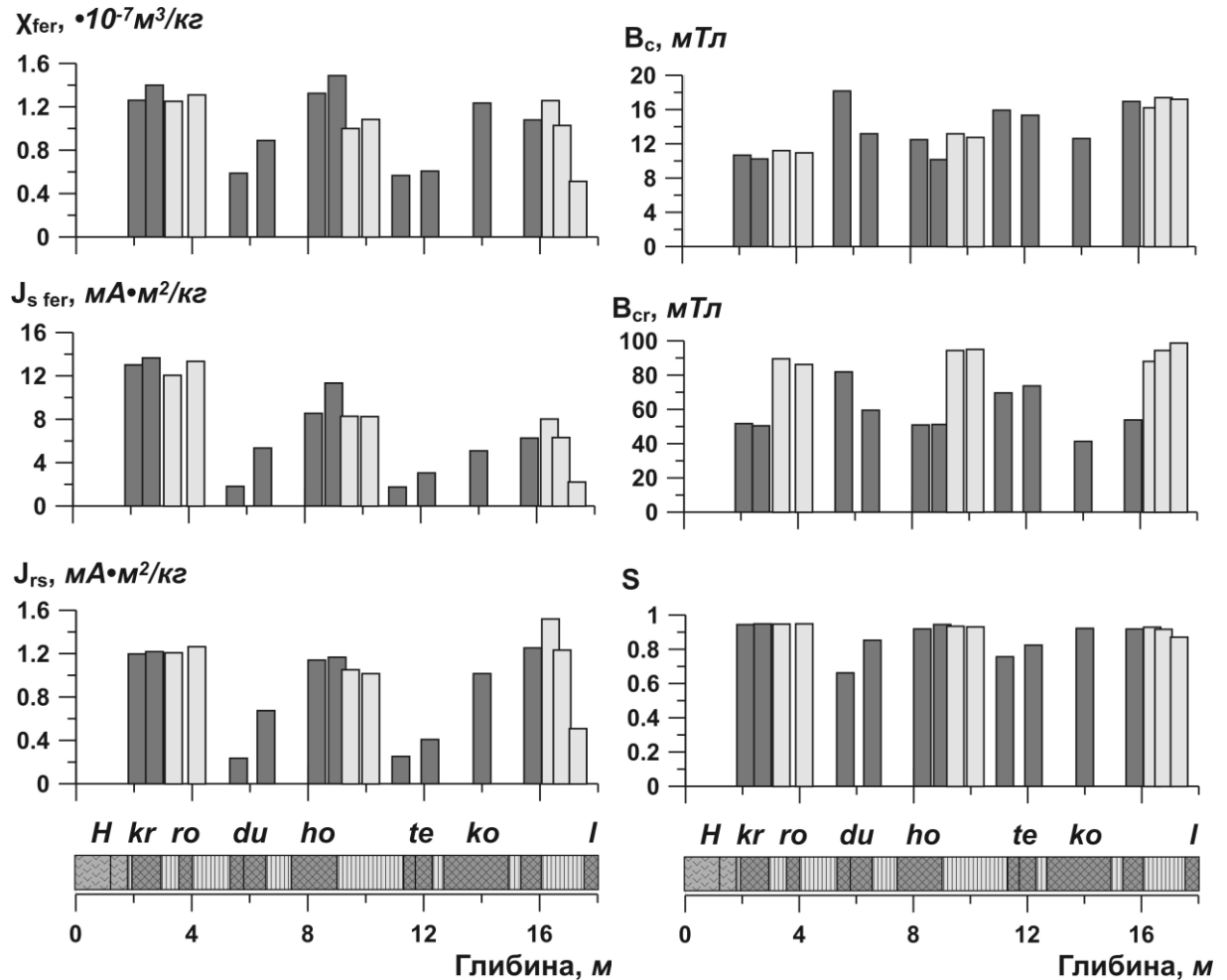


Рис. 4.8. Розподіл вибраних концентраційно-чутливих (зліва) і магнітно-мінералогічних (справа) петромагнітних параметрів у розрізі Бояничі.

4.2.4. Розріз Коршів

Фактор Q у середньому складає 0,94 (рис. 4.2). Максимальних значень ($Q > 2$) фактор Кенігсбергера досягає у гумусних горизонтах коршівського та луцького викопних ґрунтових комплексів.

Для верхньої частини розрізу значення коерцитивних параметрів B_c і B_{cr} варіює у межах 9,9-17,5 мТл і 54,2-70,9 мТл (при цьому найнижчі значення коерцитивних сил відносяться до верхнього горизонту лесу), для нижньої частини розрізу – у межах 12,6-16,1 мТл і 39,2-51,9 мТл відповідно.

Параметр магнітної жорсткості S змінюється у широких межах: 0,77-0,95. При цьому значення S у верхній частині розрізу в цілому менші, ніж у нижчій [Главацький та ін., 2016; Главацкий, 2016; Bakhmutov et al., 2017].

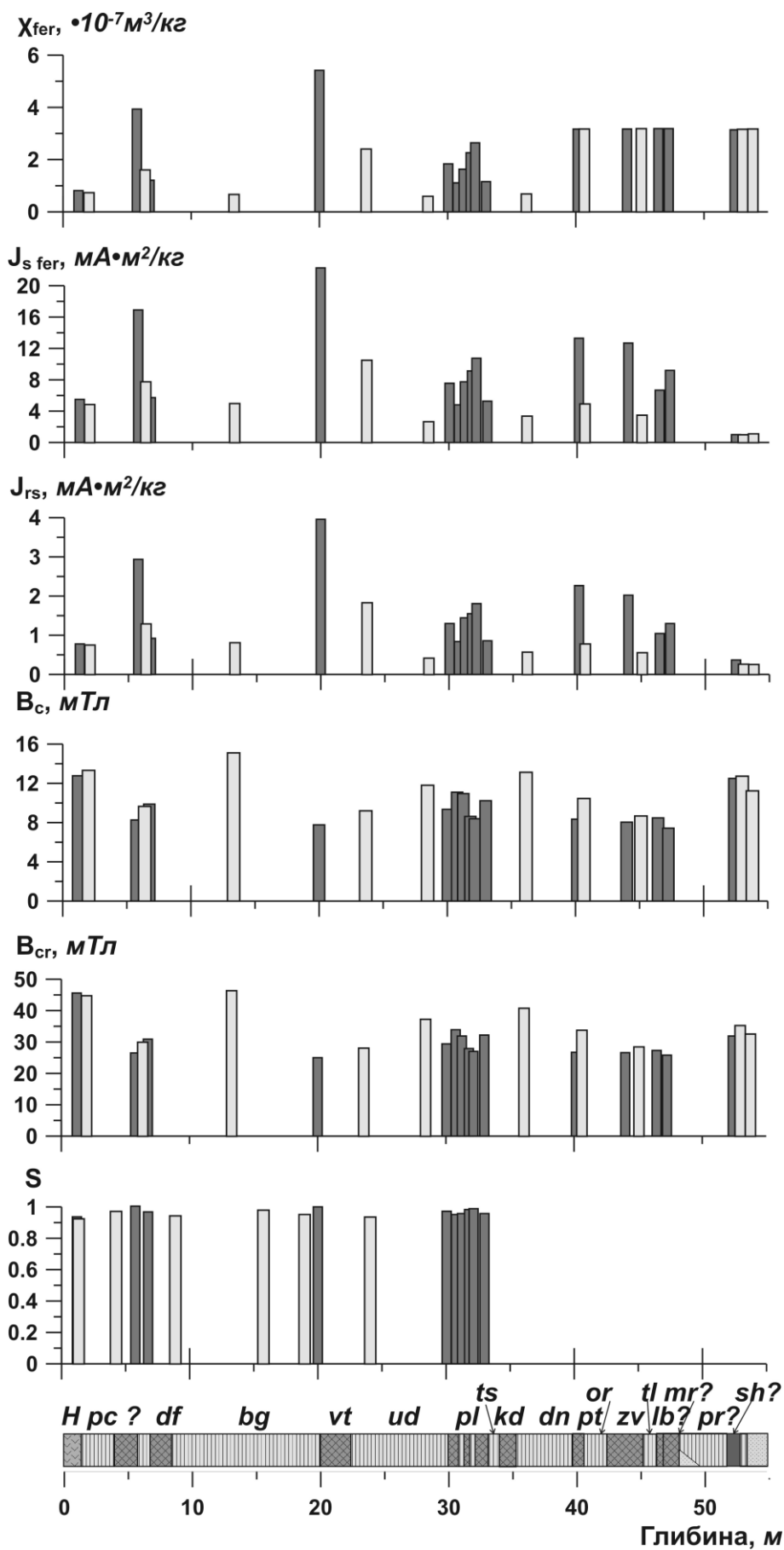


Рис.4.9. Розподіл вибраних концентраційно-чутливих і магнітно-мінералогічних петромагнітних параметрів у розрізі Роксолани.

4.2.5. Розріз Роксолани

Фактор Кенігсбергера Q у середньому складає 0,64 (рис. 4.3) і у певній мірі корелює із значеннями магнітної сприйнятливості [Бахмутов, Главацкий, 2014а, 2014б].

Значення коерцитивних параметрів B_c і B_{cr} змінюється у межах 8-15 мТл і 25-46 мТл відповідно (рис. 4.9). Зміни B_c і B_{cr} носять синхронний характер: у похованих ґрунтах їх значення зменшуються, а в лесах – збільшуються.

Криві набуття IRM до 1 Тл (приклади на рис. 4.5) вказують на слабкі відмінності між поведінкою ґрунтів і лесів, однак у лесах з нижньої частини розрізу більший вклад магнітожорстких мінералів, ймовірно, гематиту. Частина зразків не досягає повного насичення при дії поля 1 Тл.

Параметр магнітної жорсткості S змінюється у вузьких межах: 0,92-1 (рис. 4.9). При цьому максимальними значеннями S (0,99-1) характеризуються горизонти палеоґрунтів з найбільш високими значеннями χ_{fer} : PK₂ (df), PK₄ (vt) і горизонт ембріонального ґрунту (pt), решта ґрунтів за магнітною жорсткістю практично не відрізняються від лесів. Схожа тенденція спостерігається і для параметру HIRM (на рис. не показано) [Bakhmutov et al., 2017].

4.2.6. Розріз В'язівок

Для кожного горизонту були розраховані середні значення фактору Кенігсбергера Q . Для кайдацького ґрунтового горизонту середні значення Q складають 2,1. Це свідчить про інтенсивні педогенні процеси і про утворення тонкозернистих магнітних мінералів (біо)хімічного походження. Для решти товщ властиві низькі значення фактора Q , в основному 0,4-0,5, що пояснюється детритною природою залишкової намагніченості і збереженістю відкладів без ознак хімічного вивітрювання [Главацкий и др., 2016].

Криві набуття IRM вказують на перевагу магнетиту і великий вклад магнітожорстких мінералів, так як більшість зразків не досягає повного насичення при дії поля 1,5 Тл.

Значення коерцитивних параметрів B_c і B_{cr} змінюються у межах 2,2-12,3 мТл і 27,6-89,8 мТл відповідно і у ґрунтах переважно менші, ніж у лесах. На рис. 4.10 наводяться приклади вимірювання петлі гістерезису зразків ґрунтів із широкінського горизонту, проведених у лабораторії палеомагнетизму і магнетизму гірських порід ІГНГТ КФУ (Казань, Росія) на коерцитивному спектрометрі J-meter та Геомагнітній лабораторії ім. Айвара Джайєвера Університету Осло (Осло, Норвегія) на магнітометрі Micromag VSM. Характер кривих вказує на наявність парамагнітних мінералів у складі ґрунту (див. пункт 4.5).

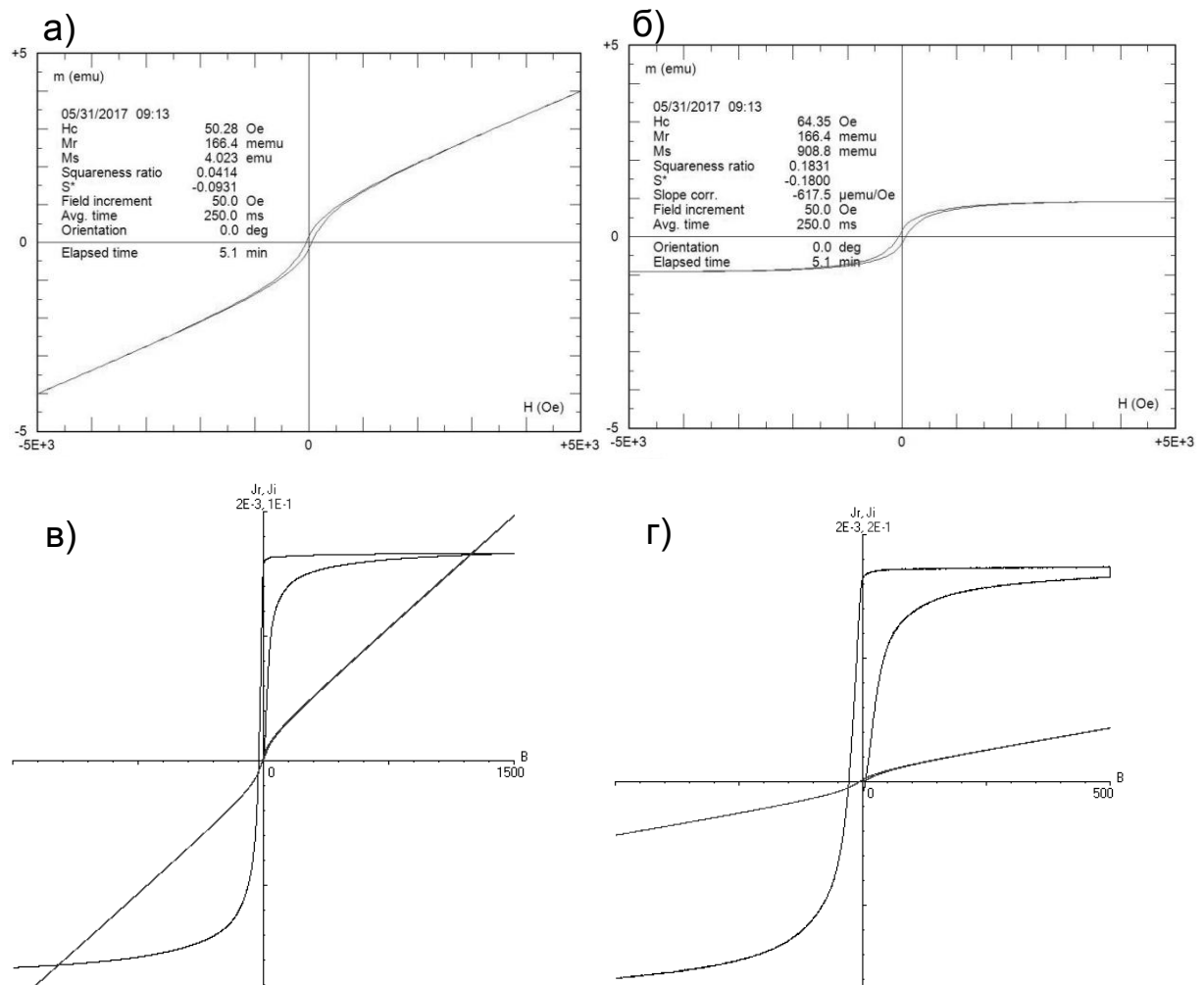


Рис. 4.10. Приклади петлі гістерезису для зразків ґрунту з широкінського горизонту розрізу В'язівок до (а, в) і після (б, г) поправки на парамагнітний фон, отриманих на обертальному магнітометрі Micromag VSM (а, б) і коерцитивному спектрометрі J-meter (в, г).

Параметр магнітної жорсткості S змінюється у широких межах: 0,52-0,99, зростаючи у похованих ґрунтах і пісках підшви розрізу, що свідчить про значний вклад гематиту у магнітні властивості лесово-ґрунтових порід верхнього і середнього плейстоцену розрізу В'язівок.

4.2.7. Порівняльна характеристика розрізів

Основні відмінності у магнітних властивостях розрізів Роксолани, Бояничі, Коршів і В'язівок спостерігаються для магнітної жорсткості. Зразки чітко розпадаються на дві групи. Зразки розрізу Роксолани демонструють значення $\text{HIRM} < 0,06 \text{ мА} \times \text{м}^2/\text{кг}$, при цьому магнітна жорсткість палеоґрунтів дещо менша, ніж лесів. Для решти розрізів спостерігається протилежна картина: $\text{HIRM} > 0,06 \text{ мА} \times \text{м}^2/\text{кг}$ і магнітна жорсткість палеоґрунтів у цілому вища, ніж у лесах. Це свідчить про відмінності у складі магнітних мінералів, зокрема про присутність магнітожорстких мінералів – гематиту і, можливо, гетиту.

У розрізі Роксолани концентрація гематиту і гетиту незначна, про що свідчать значення S близькі до одиниці. Їх присутність допускається на основі зсуву фігуративних точок на діаграмі Дея-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] у бік порівняно більших значень J_{rs}/J_s відносно референтної кривої (рис. 4.11).

У розрізах Бояничі, Коршів і В'язівок концентрація гематиту (гетиту) суттєво вища. Про це свідчать більш низькі значення S (особливо у соліфлюкційних горизонтах), порівняно більш високі значення HIRM і більші відстані від референтної кривої, ніж у розрізі Роксолани (рис. 4.11). Крім того, присутність гематиту у розрізі Бояничі було встановлено раніше магнітно-мінералогічними методами [Nawrocki et al., 1996]. Гематит у лесах розрізів Бояничі, Коршів і В'язівок міг утворитися за рахунок поверхневого окиснення крупних зерен магнетиту, а в горизонтах палеоґрунтів ще й за рахунок педогенних процесів [Gendler et al., 2006]. Про це свідчить більш висока магнітна жорсткість у палеоґрунтових горизонтах цих розрізів у

порівнянні з лесами. З цього випливає, що формування викопних ґрунтів на півночі субаеральної формації України проходило в інших умовах, ніж на півдні. Напевно, періодичне зволоження на території Волинської височини і Придніпровської низовини за рахунок близькості льодовикового щита сприяло окисненню ферримагнітних зерен і утворенню нових висококоерцитивних мінералів. Поширеність магнітно-жорсткого мінералу (гематиту) у відкладах розрізу В'язівок, який знаходиться безпосередньо на межі льодовикового щита навіть вища, ніж у розрізах Волинської височини, що ще більше відрізняє його від розрізу Роксолани [Главацкий и др., 2016].

4.3. Структурно-чутливі магнітні параметри

4.3.1. Коерцитивні параметри і їх співвідношення як характеристика доменного стану магнітних зерен

Коерцитивні параметри (B_c , B_{cr} , J_s , J_{rs}), що розраховуються за аналізом петлі гістерезису, залежать від складу магнітної фракції, її кількості і від розмірів, форми та дефектності магнітних зерен. Відношення цих параметрів (B_{cr}/B_c , J_{rs}/J_s), у свою чергу, свідчить про переважаючі розміри магнітних частинок і/або відношення магнітних фракцій різного доменного стану (ОД – однодомений, ПОД – псевдооднодомений, БД – багатодомений). На відношеннях коерцитивних характеристик заснований метод (Day plot) визначення доменної структури магнітних зерен [Day et al., 1977; Dunlop, 2002].

Виміри петлі гістерезису виконані для зразків 4 розрізів (Бояничі, Коршів, Роксолани, В'язівок) [Главацкий и др., 2016; Bakhmutov et al., 2017]. (рис. 4.11, рис. 4.22). У досліджених розрізах поведінка співвідношення коерцитивних характеристик та їх величини мало відрізняються. Як і леси, так і ґрунти володіють різними значеннями співвідношень B_{cr}/B_c , J_{rs}/J_s .

За доменним станом магнітні зерна лесово-ґрунтових відкладів Волинської височини, Причорноморської низовини і Придніпровської

низовини потрапляють в область ПОД і БД зерен на графіку Дея (рис. 4.11, рис. 4.22). У роботі [Dunlop, 2002] теоретично доведено, а багатьма дослідниками експериментально підтверджено, що ПОД-стан може розглядатися як ансамбль магнітних однодомених і багатодомених (у різних пропорціях) частинок. Враховуючи це, за референтною кривою Данлопа можна стверджувати, що доля однодомених зерен у породах досліджуваних об'єктів помітно менша, ніж доля багатодомених, – не більше 20%.

4.3.2. Розріз Бояничі

На діаграмі доменного стану фігуративні точки лесових і палеогрунтових зразків займають різне положення (рис. 4.11): більшість лесових зразків (9 з 12 вивчених) демонструють $B_{cr}/B_c > 4$, тобто відповідають багатодоменному стану й містять менше 10% однодомених зерен. Виключенням є 3 зразка з підкоршівського лесу, які характеризуються псевдооднодоменим станом ($B_{cr}/B_c = 3,3-3,4$). Три зразка палеогрунтів багатодоменні, два зразка із нижніх горизонтів коршівського ґрунтового комплексу і його горизонту В знаходяться у псевдооднодоменному стані.

4.3.3. Розріз Коршів

На діаграмі доменного стану фігуративні точки лесових і палеогрунтових зразків займають різне положення (рис. 4.11): на всіх зразках із верхньої частини розрізу, крім одного зразка із дубнівського палеогрунту, відношення $B_{cr}/B_c > 4$, тобто вони відповідають багатодоменному стану і містять менше 10% однодомених зерен. На всіх зразках з нижньої частини розрізу співвідношення B_{cr}/B_c складає 3,1-3,3, тобто вони перебувають у псевдооднодоменному стані і мають ~20% однодомених частинок.

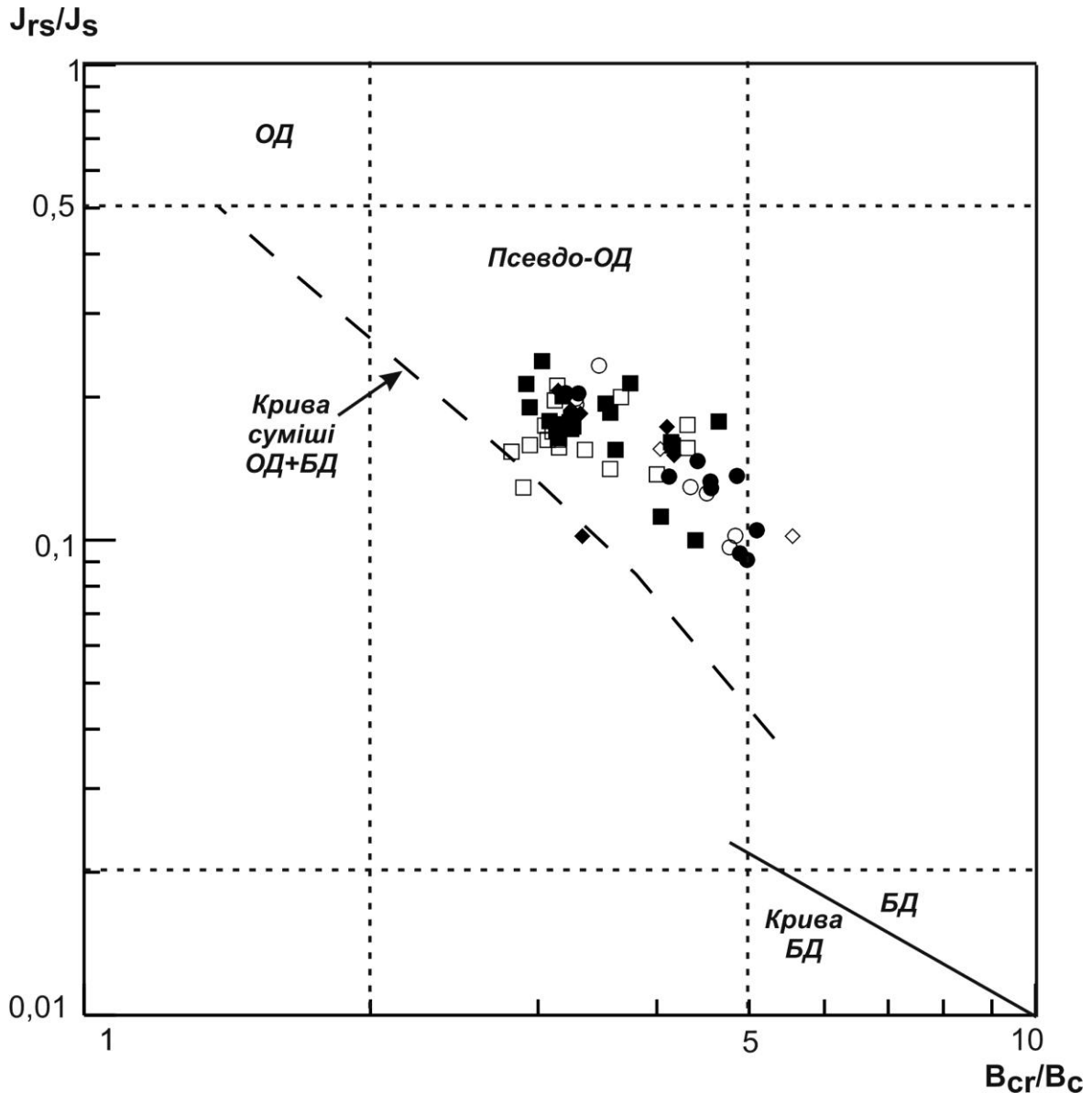


Рис. 4.11. Діаграма Дея-Данлопа (доменного стану) з поправкою на парамагнітний фон зразків із розрізів Роксолани (квадрати), Бояничі (круги) і Коршів (ромби). Пусті фігури – леси, заштрибовані – ґрунти.

4.3.4. Розріз Роксолани

На діаграмі Дея-Данлопа фігуративні точки зразків можна розбити на дві групи. Більшість фігуративних точок як лесових, так і палеоґрунтових зразків, практично з усіх горизонтів, компактно лежать в інтервалі значень V_{cr}/V_c від 2,9 до 3,6, тому відповідають псевдоодномоменному стану, та у відповідності з референтною кривою Данлопа містять у собі від 15 до 25%

однодоменних частинок від загальної кількості ферромагнітних зерен (рис. 4.11). Друга, менш чисельна, група (з 9 зразків) компактно знаходиться в інтервалі значень B_{cr}/B_c від 4 до 4,6, отже зерна знаходяться у багатодоменному стані і містять менше 10% однодоменних зерен. Сюди належать зразки лесів із бузького, удайського, тясминського горизонтів і прошарку під широкінським (?) горизонтом (по одному зразку), зразки ґрунтів з сучасного (один зразок), дофінівського (два зразки) й мартоносського горизонтів (два зразки).

4.3.5. Розріз В'язівок

На діаграмі Дея-Данлопа (рис. 4.22) фігуративні точки палеоґрунтових зразків з розрізу В'язівок розміщуються в інтервалі значень B_{cr}/B_c від 2,5 до 3,9, а лесових – у проміжку від 3,3 до 4,4. Співвідношення J_{rs}/J_s для ґрунтів складають від 0,14 до 0,33, для лесів дещо нижче – від 0,11 до 0,15. Усі зразки компактно розміщуються у псевдооднодоменній області (з незначним тяжінням лесів до багатодоменної області) і згідно з референтною кривою Данлопа [Dunlop, 2002] вміщують від 15 до 25% однодоменних частинок у загальному об'ємі ферромагнітних зерен [Главацкий и др., 2016].

4.3.6. $FD_{\%}$ -фактор

Крім описаних вище відношень, структурно-чутливим магнітним параметром є фактор $FD_{\%}$, що характеризує частотну залежність магнітної сприйнятливості. $FD_{\%}$ -фактор відображає наявність зерен магнітних мінералів перехідного розміру від однодоменних до суперпарамагнітних [Dealing et al., 1996; Dunlop, Özdemir, 1997; Maher, 1998, Матасова 2005]. На відміну від проаналізованих вище структурних характеристик, залежних від усього об'єму магнітних зерен від ОД до БД, магнітний параметр $FD_{\%}$ реагує лише на дуже дрібні зерна. Розмір таких зерен залежить від форми, складу і властивостей мінералу, для сферичних частинок магнетиту розрахунковий діаметр переходу до СПМ-стану складає $\sim 0,029$ мкм. Найцікавішою рисою

СПМ-фракції є її переважно аутигенне походження у результаті хімічних, біохімічних і біологічних педогенних процесів [Evans, Heller, 2003]. Кількість СПМ-зерен у магнітній фракції лесово-грунтових відкладів пов'язана з інтенсивністю процесів педогенезу, тобто є мірою розвитку палеоґрунтів [Maher, Taylor, 1988; Dealing et al., 1996]. Це припущення, зокрема, підтверджується високою кореляційною залежністю між $FD_{\%}$ і відношенням основних компонентів ґрунтового гумусу – гумінових кислот і фульвокислот по вуглецю ($C_{гк}:C_{фк}$). Відношення $C_{гк}:C_{фк}$ використовується у якості класифікаційної ознаки ступеню інтенсивності педогенних процесів для сучасних і викопних ґрунтів [Проблемы..., 1984].

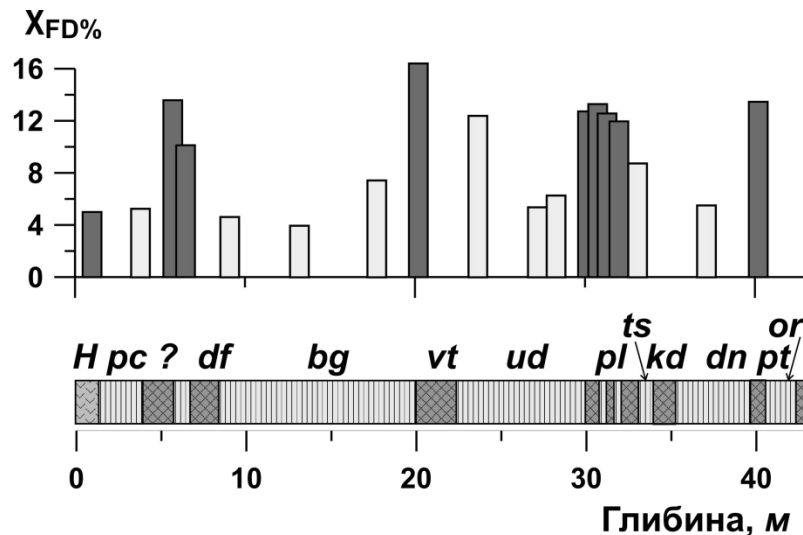


Рис. 4.12. Розподіл значень частотно-залежної магнітної сприйнятливості у верхній частині розрізу Роксолани.

Основними критеріями наявності великої кількості СПМ-зерен є дуже низькі, майже нульові значення коерцитивної сили і будь-якого виду залишкової намагніченості при досить високих значеннях магнітної сприйнятливості [Трухин, 1973]. Одним із способів виявлення СПМ-зерен є виміри магнітної сприйнятливості на двох частотах змінного поля (0,47 кГц – низькочастотна сприйнятливості (χ_{lf}) і 4,7 кГц – високочастотна сприйнятливості (χ_{hf})) [Dealing et al., 1996]. Зерна перехідного розміру від ОД

до СПМ-стану на низькій частоті поля ведуть себе як однодоменні, а на високій частоті поля вони не встигають реагувати на швидку зміну поля, блокуються і ведуть себе як суперпарамагнітні. Відповідно, загальне значення магнітної сприйнятливості на високій частоті поля зменшується, а різниця між χ_{lf} і χ_{hf} виступає критерієм наявності СПМ-зерен. На основі встановлених експериментальних залежностей введено параметр напівкількісної оцінки вкладу цих зерен у магнітну фракцію [Dealing et al., 1996]. Щоб уникати плутанини і помилок при представленні результатів, прийнято користуватися безрозмірною величиною $FD_{\%} = (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}$, або виражати її у відсотках. Теоретично $FD_{\%}$ може наближатися до 90-100%, але численними експериментами на штучних і природних зразках показано, що величина $FD_{\%}$ для чистого магнетиту не перевищує 15-16%. У потужних розвинених палеогрунтах КЛП цей показник складає 12-15% [Maher, Taylor, 1988; Liu et al., 1993a; Evans, Heller, 2001], у лесових товщах КЛП $FD_{\%}$ досягає 4-5%, вказуючи на інтенсивні педогенні процеси, що переробляли лесові товщі одночасно з їх накопиченням при певному балансі середньорічних температур і середньорічної вологості. В інших кліматичних умовах – на Алясці – цей показник у лесово-грунтових серіях не перевищує 2-2,5%, незалежно від літології [Vlag et al, 1999]. Таким чином, $FD_{\%}$ -фактор є важливою характеристикою при розгляді двох різних кліматичних моделей формування магнітних властивостей лесово-грунтових відкладів.

Виміри $FD_{\%}$ при високій частоті 4 кГц і низькій 0,9 кГц були проведені для 18 зразків з верхніх 40 м розрізу Роксолани як з лесових, так і ґрунтових горизонтів. Коливання частотно-залежної магнітної сприйнятливості у палеогрунтах незначне і складає від 10 (у дофінівському горизонті, див. рис. 4.12) до 17% (у вітачівському ґрунті). Розподіл $FD_{\%}$ по лесових горизонтах також слабо диференційований: від 4 до 7%, здебільшого 5%. Виняток складають безкарбонатні леси і лесовидні суглинки у верхній частині удайського горизонту (12%). Значення $FD_{\%}$ у лесах і ґрунтах чітко контрастують між собою (що добре видно на рис. 4.12), у ґрунтах частотно-

залежна характеристика магнітної сприйнятливості зростає у 2-3 рази у порівнянні з лесами. Таким чином, вона прямо пропорційна абсолютним значенням магнітної сприйнятливості, яка теж помітно зростає у палеогрунтах і падає в лесах, і співпадають з поведінкою $FD_{\%}$ у відкладах КЛП.

4.3.7. Порівняльна характеристика розрізів

Доменний стан магнітної фракції більшості зразків із розрізів Бояничі, Коршів, Роксолани і В'язівок близький до псевдооднодоменого, що характерно для розрізів Китайського лесового плато [Sartori, 2000] і Європи [Necula et al., 2015]. Такий доменний стан характеризує надходження еолового матеріалу з дистальних джерел. Крім псевдооднодомених, у зразках наявні у дещо меншій мірі багатодоменні ферримагнітні зерна. Як правило, багатодоменні зерна поступають у райони лесонакопичення з близько розташованих джерел [Матасова и др., 2015]. Тому можна припустити, що при формуванні лесово-грунтових відкладів у досліджених розрізах додатковий еоловий матеріал також надходив із проксимальних, ближніх джерел [Bakhmutov et al., 2017].

4.4. Анізотропія магнітної сприйнятливості

Намагніченість породи \vec{J} під дією слабкого магнітного поля \vec{H} (менше 1 мТл) є лінійною функцією від прикладеного поля:

$$\vec{J} = \hat{\kappa} \vec{H},$$

де $\hat{\kappa}$ – матриця другого порядку, що називається матрицею магнітної сприйнятливості, і у Декартовій системі координат описується формулою

$$\hat{\kappa} = \begin{pmatrix} \kappa_1 & 0 & 0 \\ 0 & \kappa_2 & 0 \\ 0 & 0 & \kappa_3 \end{pmatrix}.$$

Напрямки характеристичних чисел $\kappa_1 \geq \kappa_2 \geq \kappa_3$ називаються головними осями магнітної сприйнятливості: максимальною, середньою і мінімальною.

Анізотропія магнітної сприйнятливості (AMS) геометрично представляється у вигляді еліпсоїда, напівосі якого пропорційні характеристичним числам матриці AMS (рис. 4.13). Форма еліпсоїда виражається параметрами L , F , P , T (описані у четвертій групі петромагнітних характеристик у пункті 3.2 роботи).

Напрямки головних осей еліпсоїда зображаються зазвичай як проекції на нижню півсферу. Максимальна, середня і мінімальна вісі зображаються як квадрати, трикутники і круги відповідно.

Анізотропія магнітної сприйнятливості характеризує магнітну текстуру, яка формується у результаті впорядкування осей неізометричних частинок при утворенні будь-якої гірської породи. У залежності від переважаючої орієнтації осей виникає один із видів текстурної магнітної анізотропії: лінійна, площинна, лінійно-площинна [Tarling, Hrouda, 1993].

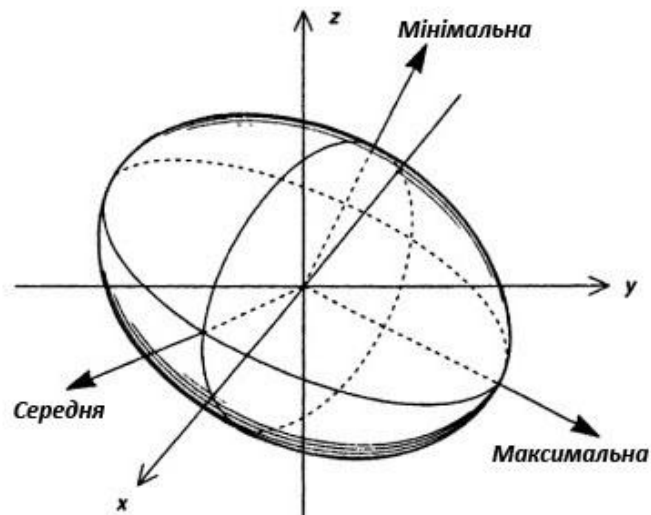


Рис. 4.13. Еліпсоїд магнітної сприйнятливості у Декартовій системі координат. Матриця, що виражає анізотропію магнітної сприйнятливості зразка, найбільш наглядно виражається у вигляді напрямків еліпсоїда з трьома ортогональними осями, які відповідають максимальній, середній і мінімальній головним осям [Tarling, Hrouda, 1993].

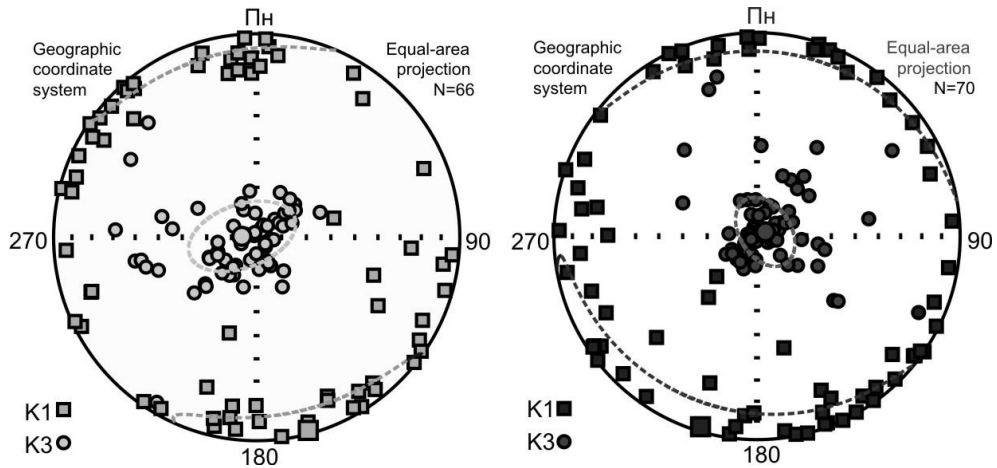


Рис. 4.14. Проекція на нижню півсферу напрямків осей k_1 і k_3 еліпсоїдів AMS лесів (зліва) і ґрунтів (справа) з розрізу Бояничі.

До виникнення магнітної анізотропії осадових гірських порід призводять багато геологічних процесів: захоронення і літифікація відкладів, придонні течії, направлений рух пролювіальних-делювіальних мас з гір або вздовж схилу. Останнє характерно для аридних і семіаридних кліматичних ситуацій, де діяльність тимчасових водних потоків найбільш сприяє розвитку процесів площинного і схилового змиву.

Крім того, магнітна текстура осадових порід дає інформацію про умови седиментації, ступінь збереження первинної структури відкладів та інтенсивність переробки відкладів вторинними постседиментаційними процесами.

Досліджувані відклади Волинської височини за ступенем анізотропії (параметр P) можна віднести до слабоанізотропних: як для лесів, так і для ґрунтів параметр P в середньому дорівнює 1,03 (діапазон змін від майже ізотропних 1,005 до 1,05). Але при детальному аналізі проявляються деякі закономірності.

На рис. 4.14 приведені напрямки максимальної і мінімальної осей AMS окремо для зразків з лесів та ґрунтів розрізу Бояничі. У лесах ступінь анізотропії P дещо вища, ніж у ґрунтах, у всіх зразках відзначається площинний тип анізотропії, у більшості зразків мінімальні осі еліпсоїдів AMS близькі до вертикалі. У той же час деякі зразки ґрунтів мають лінійний

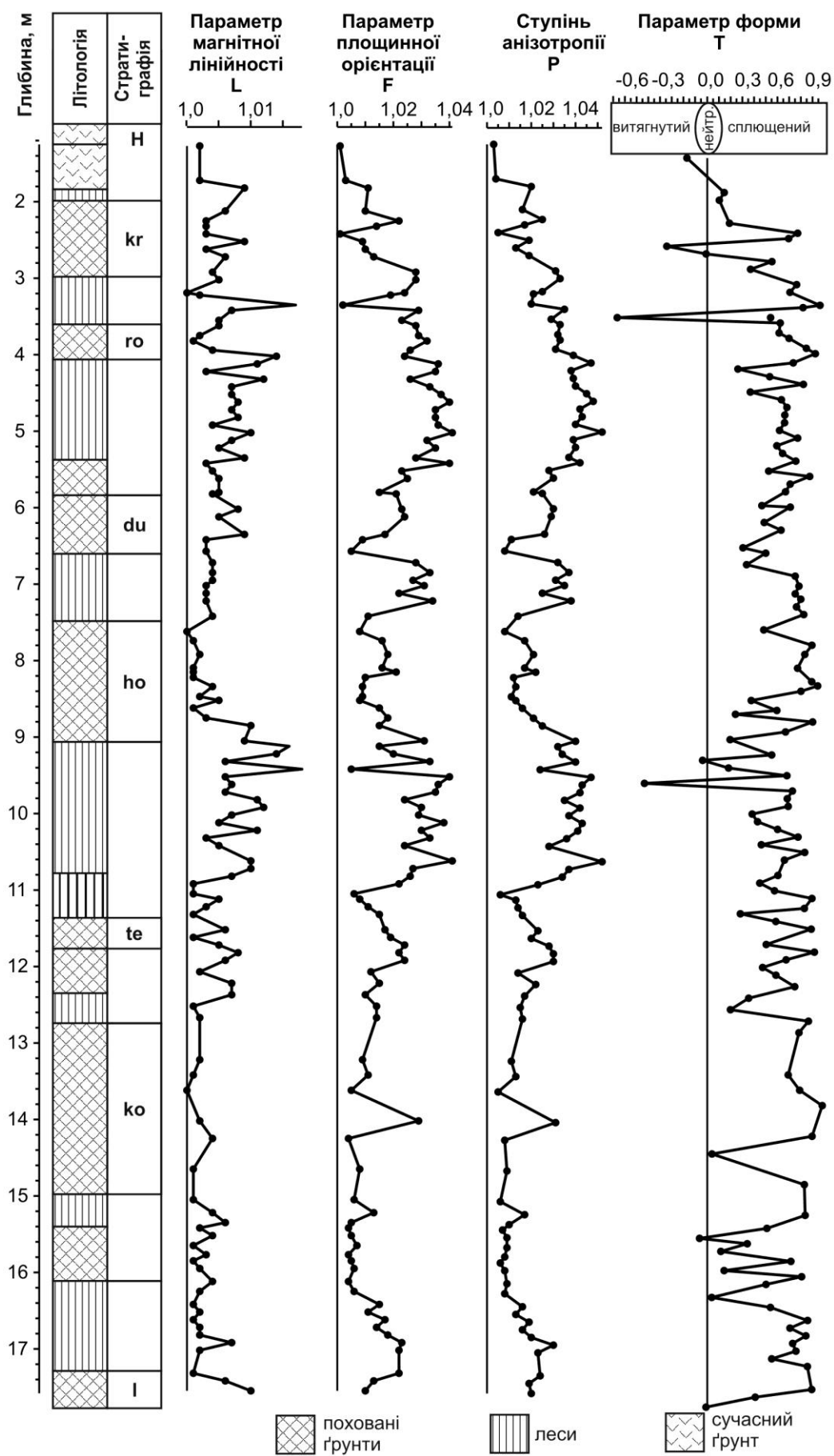


Рис. 4.15. Параметри анізотропії магнітної сприйнятливості розрізу Бояничі.

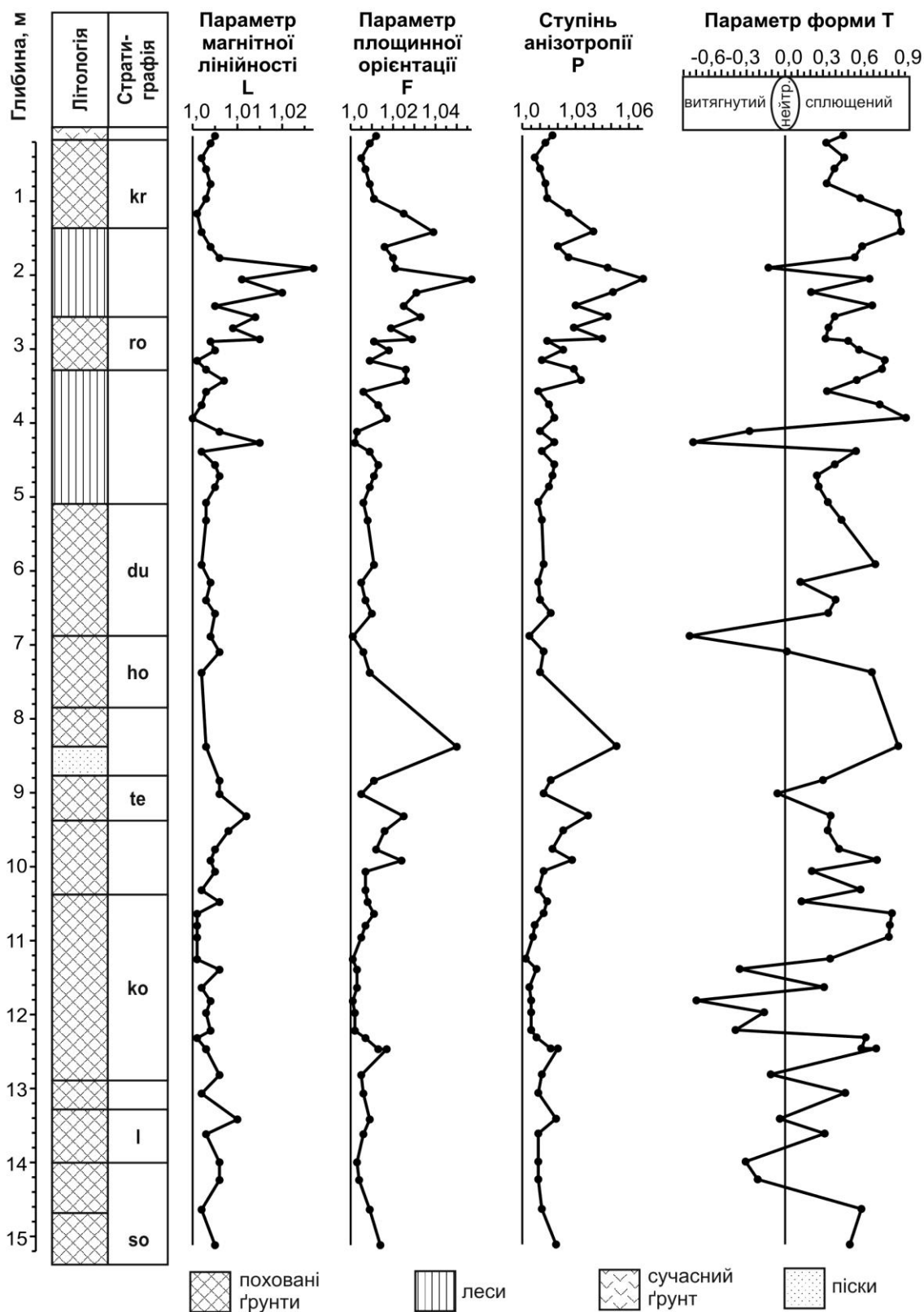


Рис. 4.16. Параметри анізотропії магнітної сприйнятливості розрізу Коршів.

тип анізотропії, і мінімальні осі еліпсоїдів AMS у більшості зразків також близькі до вертикалі. Напрямки максимальних осей еліпсоїдів AMS мають

тенденцію до групування у північних-південних румбах, і у лесах така тенденція більш виражена, ніж у ґрунтах.

При зіставленні параметрів AMS з літологією спостерігається зв'язок між варіаціями параметрів в залежності від літології шарів. У розрізі Бояничі (рис. 4.15) для лесів характерні підвищені значення параметрів F і P . Це вказує на перевагу площинного типу анізотропії і може свідчити про частковий вплив палеовітрів, близьких до меридіональних напрямків, у той час як на магнітну текстуру ґрунтів впливали педогенні або інші процеси, наприклад, зволоження-висихання, сезонне промерзання-відтавання, біо- і кріотурбації. У розрізі Коршів (рис. 4.16) спостерігається така ж закономірність: підвищені значення коефіцієнтів F і P мають надрівненські леси.

Таким чином, слабоанізотропні у магнітному відношенні відклади тяжіють до слабкої «китайської» моделі формування магнітних властивостей субаеральних відкладів. Магнітна текстура деяких зразків, без закономірної належності до стратиграфічних горизонтів, порушена вторинними процесами; відхилення мінімальних осей еліпсоїдів AMS від нормалі до площини нашарування свідчить про ймовірність часткової переробки відкладів педогенними процесами, а розподіл максимальних осей умовно може бути пов'язаний з напрямком палеовітрів, близьким до меридіонального. У той же час, незважаючи на низький ступінь анізотропії, лесово-ґрунтові відклади переважно зберігають первинну осадову магнітну текстуру, що є важливим критерієм їх залучення для отримання палеомагнітної інформації [Главацький та ін., 2016].

У розрізі Роксолани на 302 зразках, а у розрізі В'язівок – на 144 були також визначені параметри анізотропії магнітної сприйнятливості. На рис. 4.17 представлені результати досліджень анізотропії магнітної сприйнятливості зразків з розрізу Роксолани для палеоґрунтів, лесів і пісків, котрі вказують на перевагу площинного типу анізотропії з мінімальними вісями еліпсоїдів перпендикулярними площині напластування (близькі до

вертикалі), що характерно для седиментаційної намагніченості. Виміри показали низький ступінь анізотропії: параметр P не перевищує 1,03 у розрізі Роксолани (рис. 4.18) і 1,08 у розрізі В'язівок (рис. 4.19), причому, як для зразків ґрунтів, так і для лесів. Однак, ступінь анізотропії P у лесових відкладах розрізу В'язівок має більші значення, ніж у ґрунтах, – аналогічно до відкладів Волинської височини. Параметр форми T веде себе вздовж літологічної колонки хаотично, що може бути пов'язано з відсутністю теригенних зерен (або механічним пошкодженням породи, наприклад, при біотурбаціях) і виключно хімічною намагніченістю порід [Бахмутов, Главацкий, 2014а, 2014б].

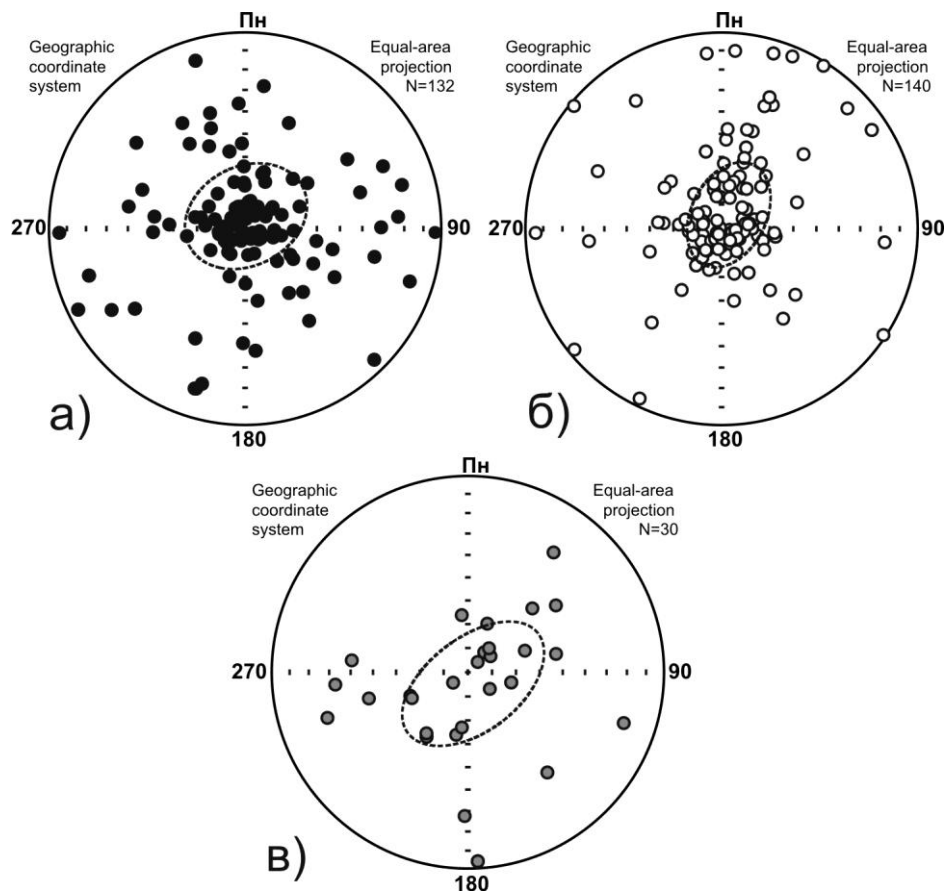


Рис. 4.17. Проекція на нижню півсферу напрямків мінімальних осей k_3 еліпсоїдів анізотропії магнітної сприйнятливості ґрунтів (а), лесів (б) і пісків (в) з розрізу Роксолани.

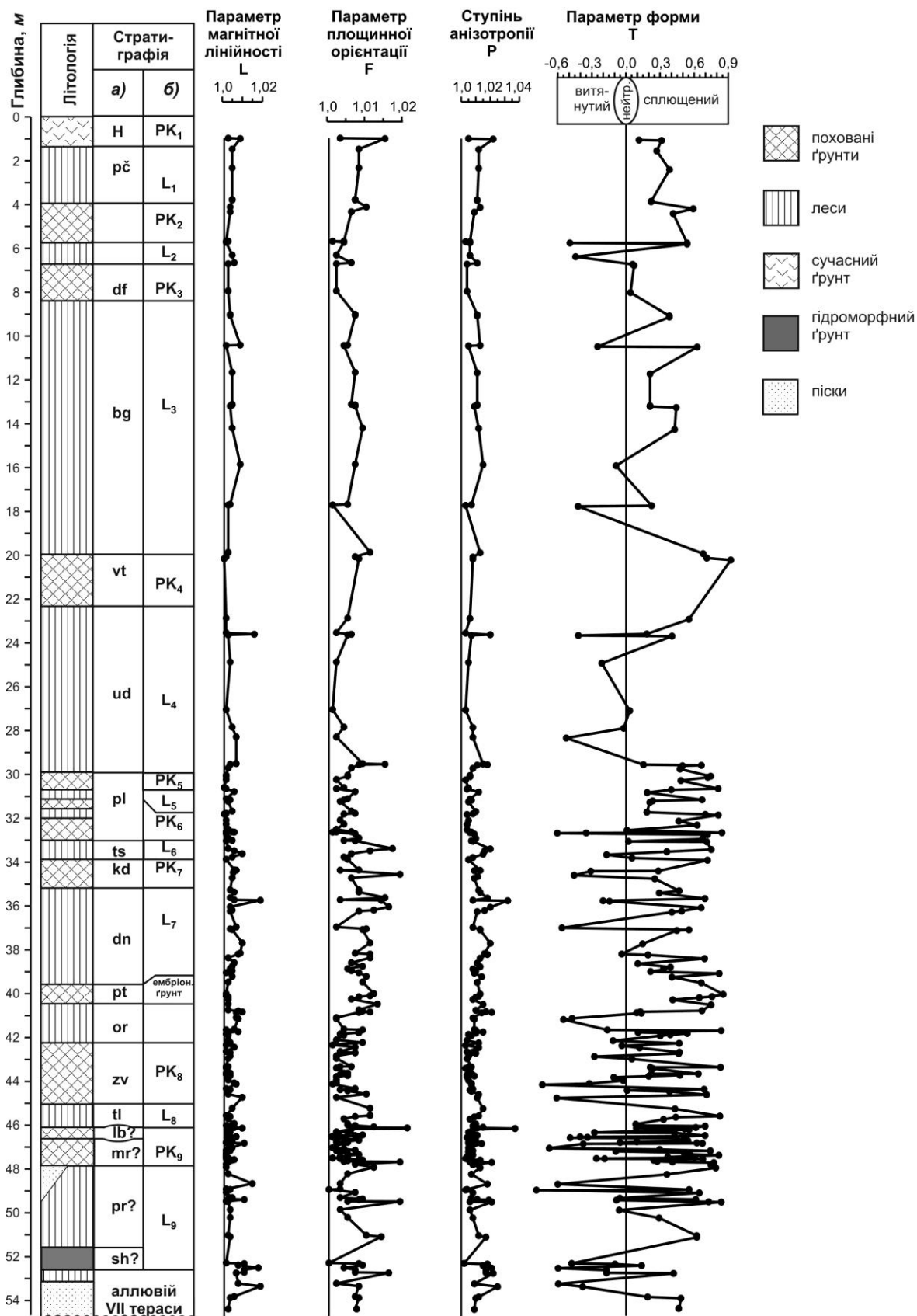


Рис. 4.18. Параметри анізотропії магнітної сприйнятливості розрізу

Роксолани.

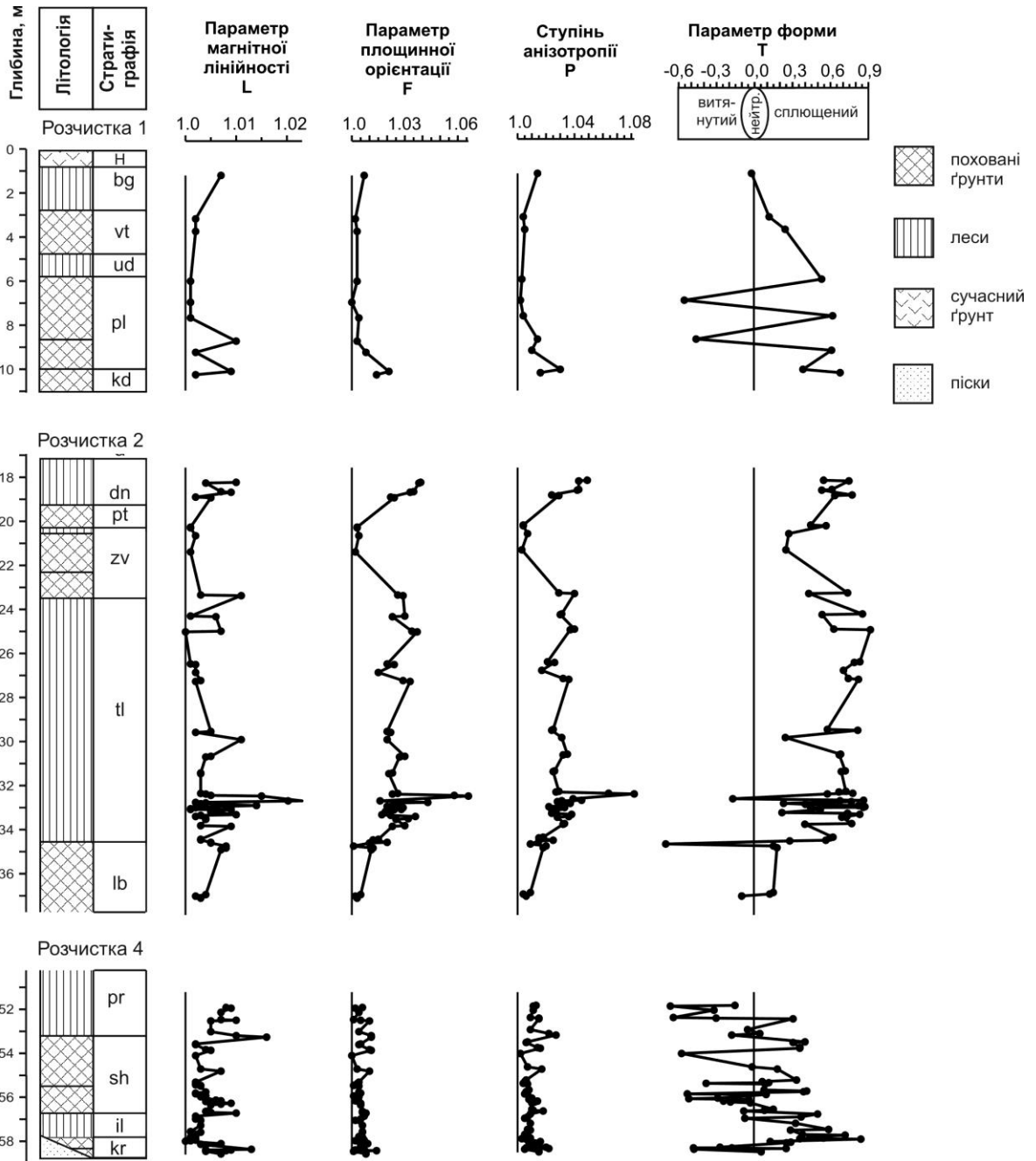


Рис. 4.19. Параметри анізотропії магнітної сприйнятливості розрізу В'язівок.

Виміри анізотропії магнітної сприйнятливості слугували своєрідним індикатором палеомагнітної інформативності того чи іншого зразка: у випадку аномальних значень (через порушення осадової текстури внаслідок вторинної обробки породи, можливих неоднорідностей, наявності вкраплень, конкрецій, кротовин, домішок інших порід тощо) такі зразки вилучалися з подальшої палеомагнітної інтерпретації.

4.5. Парамагнітні характеристики

4.5.1. Вклад парамагнетизму у петромагнітні властивості

У слабомагнітних осадових породах, у тому числі в лесгах і лесовидних суглинках, вклад парамагнітної складової у початкову магнітну сприйнятливість (χ_0), в загальну природну залишкову намагніченість (NRM), а у сильних полях і в коерцитивну силу (B_c) може бути значним і складати 50-90% [Вирина и др., 2001; Матасова, 2006]. Аналіз результатів досліджень впливу парамагнітного сигналу на загальні петромагнітні характеристики лесово-грунтових відкладів Європи [Du Pasquier, 1999; Вирина и др., 2001 и др.] свідчить про те, що ігнорування парамагнітної компоненти може призводити до хибних результатів відносно будови і речовинного складу, розмірів магнітних зерен, ландшафтно-геохімічних умов формування відкладів. Визначено, що більша частина загального вмісту заліза у лесгах і лесовидних породах Європи та Китаю знаходиться у парамагнітних сполуках і лише незначна доля – у ферримагнітних [Вирина и др., 2001; Матасова, 2006]. Оскільки варіації вмісту різноманітних форм заліза визначають магнітні властивості лесових порід, окреме вивчення парамагнітної і ферримагнітної складових магнітного «запису» не лише представляє інтерес для петромагнітних досліджень, але і у випадку переважання парамагнітних мінералів є необхідним при визначенні палеомагнітної інформативності порід. Такої ж думки дотримуються і автори спеціальних методик розподілу магнітної сприйнятливості на ферромагнітну і парамагнітну компоненти, що базуються на її температурних змінах [Richter, Van der Pluijm, 1994; Матасова, 2006].

Дослідження парамагнітних параметрів було проведено для розрізів Бояничі, Коршів, Роксолани і В'язівок [Главацкий и др., 2016; Bakhmutov et al., 2017].

4.5.2. Розріз Бояничі

Інтервал змін парамагнітної сприйнятливості складає $2,5-5,2 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, при цьому відносно більші значення χ_{par} відповідають ґрунтовим горизонтам, а менші – надрівненському і підрівненському лесовим горизонтам (рис. 4.20). У горохівському та коршівському горизонтах викопних ґрунтів дещо зростає χ_{sp} (середні значення χ_{sp} у лесах і ґрунтах складають відповідно $0,5$ і $1,2 \times 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$). Парамагнітна намагніченість J_{par} змінюється у межах від $0,14$ мА/м до $0,29$ мА/м. На відміну від природної залишкової намагніченості J_n , існує слабо виражена залежність між величинами J_{par} і літологією: викопні ґрунти мають відносно підвищені значення у діапазоні $0,25-0,29$ мА/м, тоді як лесові горизонти, навпаки, характеризуються пониженими значеннями, у межах $0,15-0,19$ мА/м.

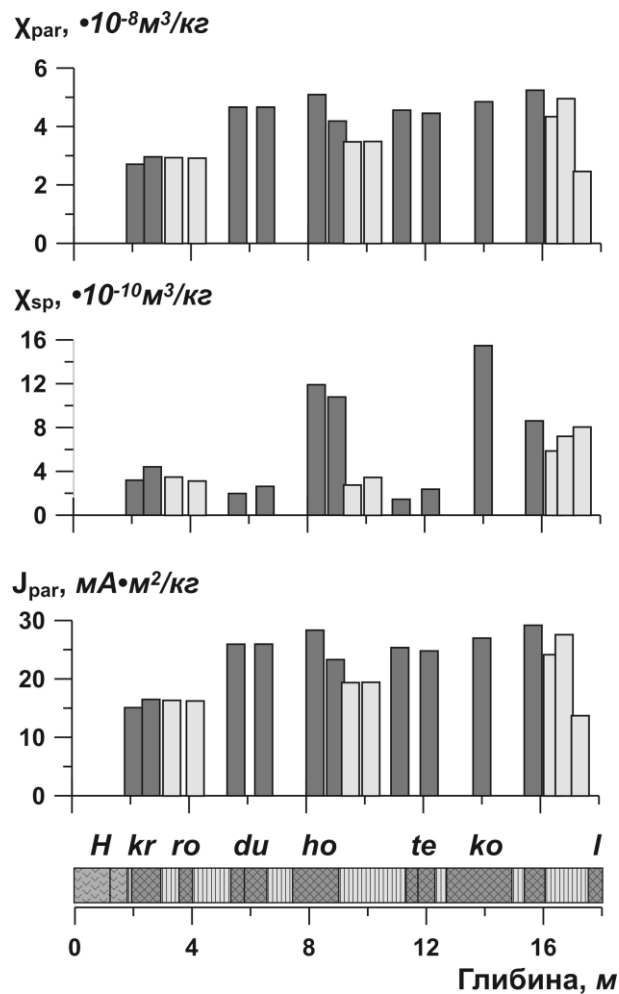


Рис. 4.20. Розподіл парамагнітних параметрів у розрізі Бояничі.

4.5.3. Розріз Коршів

У розрізі Коршів зміна значень парамагнітної сприйнятливості демонструє наступну закономірність: у верхній частині розрізу χ_{par} змінюється у межах $3,0-3,6 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, а в нижній – $4,6-5,6 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$. Суперпарамагнітна сприйнятливість у верхній частині відслонення суттєво нижча, ніж у нижній. Так, середні значення χ_{sp} складають для верхньої і нижньої частин розрізу $0,4$ і $1,9 \times 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$ відповідно. Розподіл значень J_{par} менш диференційований, ніж у розрізі Бояничі, – $0,17-0,19 \text{ мА/м}$ у верхній частині розрізу (включно з горохівським ґрунтом), $0,26-0,31 \text{ мА/м}$ у нижній частині, причому значення зростають із глибиною.

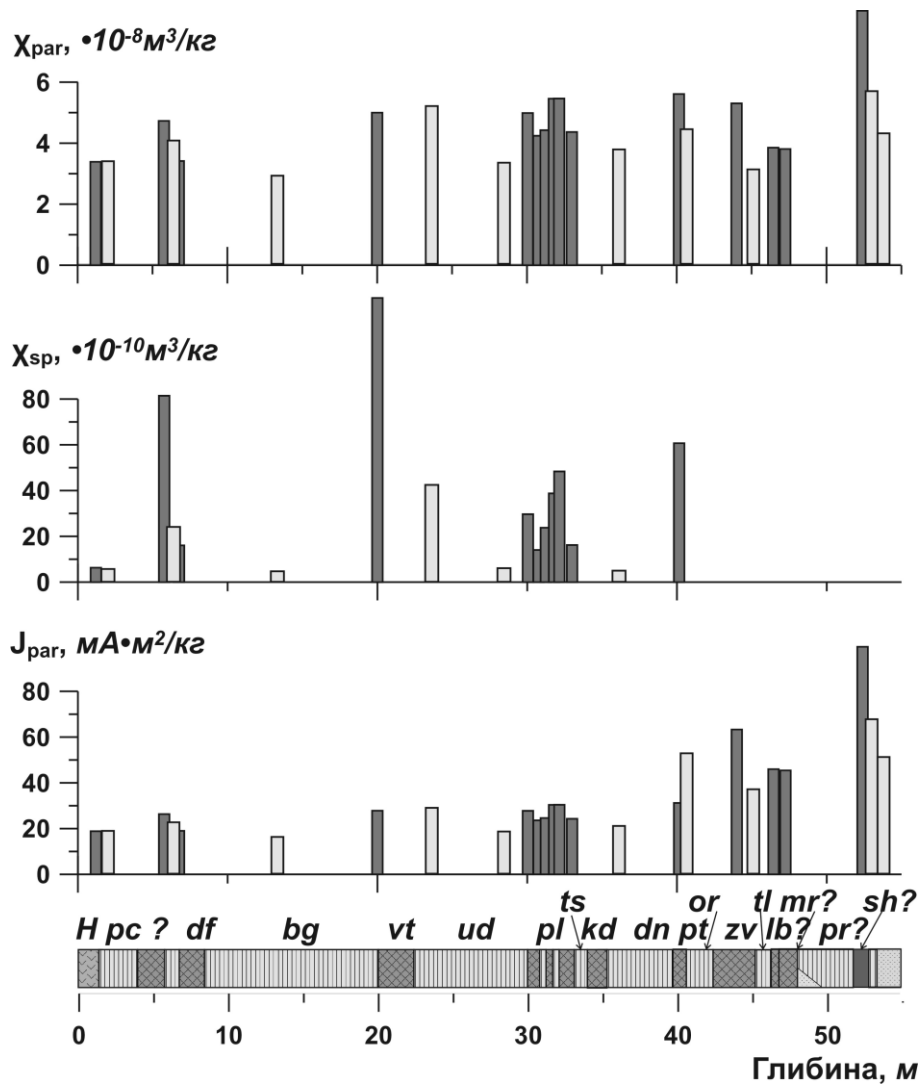


Рис. 4.21. Розподіл парамагнітних параметрів у розрізі Роксолани.

4.5.4. Розріз Роксолани

Парамагнітна сприйнятливість змінюється в межах $3-5,6 \times 10^{-8}$ м³/кг, причому величина χ_{par} у палеогрунтах у цілому вища, ніж у лесах (рис. 4.21). У горизонтах викопних ґрунтів також збільшується вміст суперпарамагнітних зерен: зростають значення χ_{sp} , середні значення χ_{sp} лесів і палеогрунтів 1,7 і $5,7 \times 10^{-9}$ м³/кг відповідно. Середні значення J_{par} не відрізняються від таких у розрізах Волинської височини і варіюють у межах 0,16-0,31 мА/м. Існує залежність між J_{par} і літологічним складом: ґрунти володіють більшими значеннями парамагнітної сприйнятливості (більше 0,26 мА/м, а у прилуцькому й потягайлівському горизонтах – 0,3-0,31 мА/м), леси – меншими (до 0,20 мА/м). Лише безкарбонатні леси з верхньої частини удайського горизонту мають значення $J_{par} = 0,29$ мА/м.

4.5.5. Розріз В'язівок

У розрізі В'язівок величина парамагнітної сприйнятливості коливається у межах $2,41-7,59 \times 10^{-8}$ м³кг⁻¹ і становить у середньому у ґрунтах $5,18 \times 10^{-8}$ м³кг⁻¹, а у лесах $4,05 \times 10^{-8}$ м³кг⁻¹. Вклад парамагнітної складової у загальну сприйнятливість високий: відношення χ_{par}/χ в горизонтах палеогрунтів складає у середньому 37%, досягаючи 80% в лубенському (Ib_{b2}) і крижанівському (kr) горизонтах. Доля парамагнітної компоненти сприйнятливості у лесах складає у середньому 35% без значних коливань вздовж розрізу.

Аналогічні розрахунки були виконані для повної намагніченості J_{max} у полі 1,5 Тл. Вклад парамагнітної складової J_{par} у повну намагніченість значний і у цілому однаковий у ґрунтових (у середньому 87%, а в лубенському горизонті до 99%) і лесових горизонтах (84%). Очевидно, що помітний вплив на такі високі значення парамагнітної складової вносить гематит, особливо у похованих ґрунтах. На жаль, неможливо представити окремо ступінь впливу парамагнітних мінералів і гематиту на повну намагніченість J_{max} .

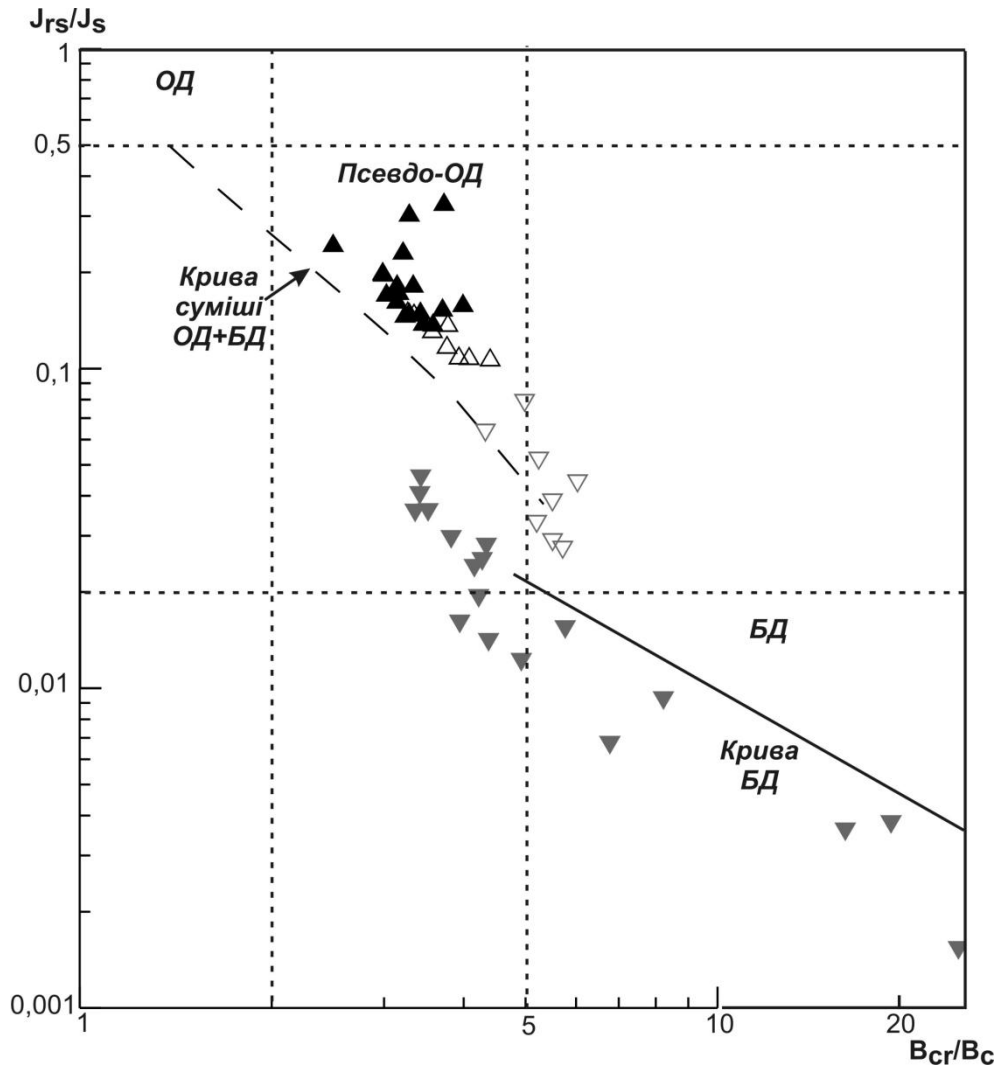


Рис. 4.22. Діаграма Дея-Данлопа зразків лісів (пусті фігури) і ґрунтів (залиті фігури) з розрізу В'язівок до (перекинуті сірі трикутники) і після (прямі чорні трикутники) поправки на парамагнітний фон.

Вплив парамагнітних мінералів при оцінюванні параметрів петлі гістерезиса наглядно продемонстровано на діаграмі Дея-Данлопа (рис. 4.22). Без поправки на парамагнітний фон загальна картина кардинально спотворюється: усі значення зміщуються у бік багатодоменної області, що особливо виражено для ґрунтів із значним спектром коерцитивних відношень (від 3,3 до 23,9). Після видалення парамагнітного вкладу (розрахованого за ухилом лінійної частини гістерезису у полі 0,25-0,3 мТл) спостерігається компактна група гістерезисних відношень у псевдооднородній області [Главацкий и др., 2016].

4.5.6. Порівняльна характеристика розрізів

Вклад парамагнітного сигналу в загальні магнітні властивості досліджуваних субаеральних відкладів України дуже схожий за абсолютними й відносними величинами, незалежно від розташування розрізу.

Значення парамагнітної сприйнятливості дуже близькі у всіх розрізах, при цьому значення χ_{par} палеоґрунтів у 1,3-1,5 рази вищі, ніж у лесах, але не залежать від величини χ_0 , і, як наслідок, від інтенсивності педогенних процесів. Схожа картина спостерігається і в лесах інших регіонів [Матасова, Казанский, 2005]. Скоріше за все, збільшення парамагнітної складової відображає ступінь вивітрювання матеріалу лесів *in situ* у процесі ґрунтоутворення, яка постійна для всіх розрізів.

Беручи до уваги відсоткове відношення χ_{par}/χ_0 , не вбачається великого вкладу парамагнітного сигналу у початкову магнітну сприйнятливість. У середньому у розрізі Коршів доля парамагнітної сприйнятливості складає 5,6%, у розрізі Бояничі – 4,3%, у розрізі Роксолани ще менше – 3,1%. Причому для розрізу Бояничі середня доля χ_{par} становить у ґрунтах 4,8% і в лесах 4,1%, у розрізі Коршів у ґрунтах 5,6%, у лесах 4,8%, тоді як у розрізі Роксолани частка χ_{par} у лесах дещо вища (4%), ніж у ґрунтах (2,6%) при переважанні абсолютних значень χ_{par} у ґрунтах. Це пов'язано з більшим вмістом, ніж у відкладах Волинської височини, ферромагнітної компоненти, і як наслідок вищими значеннями загальної магнітної сприйнятливості, тоді як абсолютний вміст парамагнітної компоненти магнітної сприйнятливості для всіх трьох розрізів приблизно однаковий. У розрізі В'язівок вклад парамагнітної складової у загальну магнітну сприйнятливість порівняно високий: в середньому 37% у ґрунтах і лесах.

Отже, вклад парамагнітної складової χ_{par} у магнітну сприйнятливість субаеральних відкладів України у декілька разів менший, ніж аналогічний вклад в найменш магнітних лесових відкладах Центральної Європи чи Китайського лесового плато [Fang et al., 1997; Вирина и др., 2001]. Однак він

порівняний із вкладом парамагнітного компонента у лесових відкладах «сибірського» типу [Матасова, 2006].

Вклад парамагнітного сигналу в намагніченість зразків у сильних полях (0,7-1,5 Тл) досить високий, досягаючи у середньому 74-87%, що наближається до аналогічних значень у Європі чи КЛП. Цей факт можна пояснити спільним вкладом парамагнетиків і гематиту. Для поділу їх вмісту необхідні додаткові магнітометричні виміри у дуже високих (змінних, постійних) полях, за допомогою яких можна оцінити кількість гематиту і, відповідно, його вклад у магнітні властивості відкладів.

Відношення J_{par}/J_{max} дуже слабо диференційоване як у межах кожного з розрізів, так і при їх зіставленні. У розрізі Бояничі J_{par}/J_{max} у ґрунтах складає в середньому 76%, у лесах 74%, у розрізі Коршів у ґрунтах також 76% і у лесах 74%, у розрізі Роксолани у ґрунтах 77%, а в лесах – 78%, у розрізі В'язівок у ґрунтах 87%, у лесових горизонтах – 84%. Максимальним внеском парамагнітної частини намагніченості у максимальну намагніченість характеризуються наступні горизонти: прошарки наддубнівської соліфлюкції (93%) і надтернопільської соліфлюкції (94%) у розрізі Бояничі, горизонт дубенського (?) ґрунту (95%) у розрізі Коршів, лубенський ґрунтовий горизонт з розрізу В'язівок (до 99%). Слід відзначити, що леси з дніпровського та нижньої частини удайського горизонтів розрізу Роксолани мають порівняно високі значення J_{par}/J_{max} (86% і 87% відповідно). Мінімальний вклад парамагнітної компоненти намагніченості спостерігаємо у верхніх горизонтах (красилівському ґрунтовому й надрівненському лесовому) розрізу Бояничі (54-58%), у вітачівському ґрунті розрізу Роксолани (55%), що пов'язано не з абсолютними значеннями J_{par} , а з більшою часткою J_{fer} , ніж у інших горизонтах.

Крім того, у більшості горизонтів викопних ґрунтів присутні суперпарамагнітні зерна, кількість яких (χ_{sp}) у всіх досліджених розрізах лінійно залежить від величини χ . Коефіцієнт апроксимації цієї залежності прямою лінією $R^2=0,99$ [Bakmutov et al., 2017].

Вище викладене дозволяє зробити висновок про єдиний педогенний механізм магнітного «посилення» (в англійській літературі «magnetic enhancement») [Evans, Heller, 2001, 2003] у формуванні магнітних властивостей лесово-грунтових відкладів у Причорномор'ї, Придніпров'ї і на Волинській височині. Для розрізів Роксолани і Бояничі цей механізм був встановлений раніше [Evans, Heller, 2003; Gendler et al., 2006; Nawrocki et al., 1996]. У розрізах В'язівок і Коршів цей механізм встановлений вперше. Відмінності у складі суперпарамагнітних зерен у розрізах, ймовірно, відображають інтенсивність процесів ґрунтоутворення: викопні ґрунти Волинської височини менш розвинені, ніж у Придніпров'ї чи Причорномор'ї.

Отже, за результатами досліджень поведінки впливу парамагнітних мінералів у загальні магнітні властивості, встановлено, що:

1. Для лесово-грунтових відкладів розрізів Бояничі, Коршів і Роксолани значення парамагнітної складової магнітної сприйнятливості незначне (<5,6%) і не залежить від величини загальної χ , тому її можна не враховувати. Аналогічні дані були отримані по лесовим рівнинам Сибіру [Матасова, 2006].

2. Вклад парамагнітної складової у загальну магнітну сприйнятливість зразків із розрізу В'язівок високий: відношення χ_{par}/χ в горизонтах палеоґрунтів складає у середньому 37%. Таким чином, відклади розрізу В'язівок тяжіють до сильної «сибірської» моделі педогенезу [Матасова, 2006].

3. У намагніченості насичення вклад парамагнітних мінералів складає у середньому 74-87%, навіть для розрізів Волинської височини і Придніпровської низовини, які за характером змін магнітної сприйнятливості та інших концентраційно-чутливих параметрів не відносяться ні до «аляскінського», ні до «китайського» типу субаеральних відкладів. Тому при використанні гістерезисних характеристик для оцінки переважаючих розмірів зерен магнітної фракції або для виявлення зв'язку магнітних параметрів J_s , B_c з речовинним складом і літологією розрізу слід виключати

долю намагніченості, обумовлену парамагнітними мінералами, оскільки вона спотворює загальну картину.

4. Величини парамагнітної складової слабо диференційовані вздовж розрізів і не можуть слугувати інформативними параметрами для оцінки літології. Однак їх значення у викопних ґрунтах в цілому дещо вищі, ніж у лесах. Ймовірно, це відображає вивітрілість початкового лесового субстрату при ґрунтоутворенні.

4.6. Узагальнення результатів петромагнітних досліджень. Висновки

Результати петромагнітних вимірів, отриманих у розрізі Роксолани, узгоджуються з результатами попередніх досліджень [Tsatskin et al., 1998; Sartori, 2000; Tsatskin et al., 2001; Evans, Heller, 2003; Gendler et al., 2006]. Значення петромагнітних параметрів співпадають у межах точності апаратури. Це свідчить про те, що використання однакової сучасної апаратури і методики обробки результатів дозволяють отримати повторювані результати петромагнітних досліджень одного й того ж об'єкта, виконаних різними авторами у різних лабораторіях. Такий підхід відкриває нові можливості для коректного порівняння петромагнітних даних на різних розрізах.

Результати вимірів магнітної сприйнятливості і залишкової намагніченості, отримані у розрізі Бояничі, у межах точності методу відповідають попереднім даним [Nawrocki et al., 1996, 1999]. Разом із тим є і суттєві відмінності в інтерпретації доменного стану ферромагнітних частинок. За новими даними, більшість досліджених зразків лесів і палеоґрунтів містять в основному багатодоменні зерна, і лише в декількох зразках із нижньої частини розрізу частинки знаходяться у псевдоодномоденному стані (рис. 4.11). При цьому відношення B_{cr}/B_c в цих зразках 3,2-3,4, що добре узгоджується зі значеннями B_{cr}/B_c в розрізі Роксолани, як за власними даними, так і за даними попередніх досліджень

Sartori, 2000, Evans, Heller, 2003]. У роботі [Nawrocki et al., 1996] наводяться зовсім інші дані: всі зразки характеризуються псевдооднородним станом, причому для більшості зразків цей стан близький до однородного – відношення B_{cr}/B_c складає 1,8-2,2. Таких низьких значень B_{cr}/B_c не спостерігається ні в китайських [Sartori, 2000], ні в європейських [Necula et al., 2015] лесах. Ймовірно, це пов'язано із заниженими значеннями B_{cr} 10-30 мТл, (за власними даними 40-80 мТл), оскільки значення B_c за даними [Nawrocki et al., 1996] від даних автора не відрізняються. Варто вказати, що присутність гематиту, встановленого у розрізах Бояничі [Nawrocki et al., 1996] також свідчить на користь більш високих B_{cr} [Bakmutov et al., 2017].

Крім того, найменші значення χ_{fer} і J_{rs} (та найнижчі значення S) і найбільш високі значення B_{cr} та B_c за власними даними відповідають соліфлюкційним горизонтам, а не оглеєним палеогрунтам, як наводиться в [Nawrocki et al., 1996].

Петромагнітні дані за розрізами В'язівки (за винятком даних по магнітній сприйнятливості) і Коршів отримані автором вперше. За значеннями концентраційно-залежних і розподілом коерцитивних магнітних характеристик ці розрізи близькі до розрізу Бояничі. Наявна лише одна значна відмінність у магнітних характеристиках горохівського ґрунту. За величиною концентраційно-залежних магнітних параметрів у розрізі Коршів вона практично не відрізняється від вищезалежачого лесу і має підвищену магнітну жорсткість у порівнянні з іншими ґрунтами. Очевидно, горохівський ґрунт у цьому розрізі суттєво втягнутий у процеси оглеєння, котрі призводять до зменшення величин концентраційно-чутливих магнітних характеристик і підвищення магнітної жорсткості за рахунок новоутворення гематиту і гетиту.

Узагальнення результатів петромагнітних досліджень в Україні на прикладі порівняння з магнітними характеристиками лесово-ґрунтових відкладів Китаю і Сибіру наведено в табл. 4.1.

Табл. 4.1. Порівняння петромагнітних властивостей лесово-грунтових відкладів України, Китаю і Сибіру

Параметри	Лесово-грунтові послідовності України			Китайське лесове плато	Сибірська субаеральна формація
	«Південна» провінція	«Північна» провінція			
	Причорноморська низовина	Волинська височина	Придніпровська низовина		
Магнітна сприйнятливість	у ґрунтах у 3-8 разів вища, ніж у лесах	не залежить від літології	у деяких ґрунтах у 2-3 рази вища, ніж у лесах	у ґрунтах у 3-4 рази вища, ніж у лесах	у лесах у 1,5-3 рази вища, ніж у ґрунтах
Магнітна жорсткість	у ґрунтах нижча, ніж у лесах	у ґрунтах вища, ніж у лесах	у ґрунтах вища, ніж у лесах	у ґрунтах нижча, ніж у лесах	у ґрунтах вища, ніж у лесах
Доменний стан	переважно псевдооднодоменний	переважно псевдооднодоменний	переважно псевдооднодоменний	переважно псевдооднодоменний	переважно багато-доменний
Ступінь анізотропії Р	менше 1,03	менше 1,05	менше 1,08	менше 1,5	більше 1,5
Відношення $\chi_{\text{пар}}/\chi$	3%	3-5%	37%	50-90%	менше 40%, переважно 2-5%

Лесово-грунтові відклади за магнітними характеристиками тяжіють до «китайської» моделі педогенезу, проте за поведінкою магнітної жорсткості у північній частині України вони ближчі до «сибірської» моделі. Вплив парамагнетиків на загальну магнітну сприйнятливість порівняно незначний і може бути зіставлений із аналогічними парамагнітними характеристиками відкладів Сибіру. Таким чином, за поведінкою магнітних характеристик досліджених відкладів розрізів на території України можна виділити дві провінції:

1. «Південна» провінція (Причорноморська низовина), яка за всіма петромагнітними характеристиками (крім меншого впливу парамагнітної складової на загальну магнітну сприйнятливість) відноситься до «китайського» типу субаеральних відкладів, а за значеннями k найближча до найбільш слабомагнітних відкладів Центральної Європи (що також формувалися за «китайським» типом ґрунтоутворення).

2. «Північна» провінція (Волинська височина, Придніпровська низовина), механізм формування магнітних властивостей відкладів якої не можна вважати чисто «китайським». Тут магнітні властивості субаеральних відкладів формувалися також із певним вкладом «сибірського» педогенного фактору, що впливає із більшої магнітної жорсткості у ґрунтах, ніж у лесах, більшого ступеню AMS у лесах, ніж у ґрунтах, деякі лесові горизонти верхнього плейстоцену мають більші значення k , ніж ґрунтові. За величиною вкладу парамагнітної сприйнятливості у загальну магнітну сприйнятливість у провінції виділяються дві області: Волинська височина, що відповідає слабкій «сибірській» моделі, і Придніпровська низовина, відклади якої за відношенням χ_{par}/χ тяжіють до сильної «сибірської» моделі педогенезу.

Встановлені провінції відповідають зональності ландшафтів і палеоклімату плейстоцену території України (див., наприклад, [Матвіїшина та ін., 2010]). Для проведення точних меж провінцій необхідне дослідження розрізів на Подільській височині і в межиріччі Дніпра та Дністра. У петромагнітному відношенні ці області мало досліджені, а такі дані важливі для розробки палеокліматичної реконструкції всієї території України.

Отже, до основних результатів петромагнітних досліджень слід віднести наступні:

1. На основі подібності значень концентраційно-чутливих петромагнітних параметрів і доменного стану ферримагнітних частинок можна стверджувати, що лесово-ґрунтові відклади розрізів Бояничі, Коршів, Роксолани і В'язівок формувалися в основному за рахунок привнесення еолового матеріалу з віддаленого (дистального) джерела. Ймовірно, це джерело було єдиним для всіх лесово-ґрунтових серій України. У формуванні магнітних властивостей розрізів півночі України – Бояничі, Коршів і В'язівок також брали участь і ближні (проксимальні) джерела.

2. За співвідношенням значень концентраційно-чутливих магнітних параметрів з літологією розрізи Бояничі, Коршів і В'язівок не можна віднести ні до «китайського», ні до «аляскінського» типу субаеральних відкладів. Тут,

крім «китайського» механізму, мав певний вплив «сибірський» тип ґрунтоутворення. Розріз Роксолани відноситься до «китайського» типу, проте абсолютні значення магнітної сприйнятливості на порядок менші від значень у відкладах Китайського лесового плато.

3. З огляду на понижені у порівнянні з іншими регіонами значення магнітної сприйнятливості та відсутність синхронності змін її величин з літологією у розрізах «північної» провінції провести кореляцію лесово-ґрунтових відкладів України з субаеральними відкладами КЛП та ізотопно-кисневою шкалою проблематично.

4. Дані магнітно-мінералогічних досліджень вказують на присутність у відкладах магнетиту, гематиту, ймовірно магеміту і гетиту. Вклад магнітно-жорстких мінералів у розрізі Роксолани значно менший, ніж у розрізах, розташованих північніше. Підвищена концентрація магнітно-жорстких мінералів у ґрунтах Волинської височини і Придніпровської низовини вказує на інший тип ґрунтоутворення, ніж у Причорномор'ї, що могло бути обумовлене близькістю розрізів Бояничі, Коршів і В'язівок до льодовикового щита.

5. За ступенем анізотропії магнітної сприйнятливості усі досліджені товщі є слабоанізотропними, що свідчить про їх повну приналежність до «китайського» (безвітрового) типу формування відкладів.

6. Крім вкладу суперпарамагнітних частинок, зростання магнітної сприйнятливості ґрунтів у досліджених розрізах пов'язане із зростанням парамагнітної складової. Вклад парамагнітних мінералів у магнітну сприйнятливість у розрізах Бояничі, Коршів і Роксолани незначний (3-5%) і ним можна нехтувати. У розрізі В'язівок відношення χ_{par}/χ становить 37%, що все ж удвічі менше, ніж у лесах Європи і КЛП, і відповідає «сильній» сибірській моделі педогенезу. Роль парамагнітних мінералів і гематиту у намагніченості насичення значна і сильно впливає на параметри петлі гістерезису (J_s , J_{rs} , B_c , B_{cr}). Тому вплив парамагнітних мінералів слід обов'язково враховувати при оцінюванні розмірів магнітних зерен.

Список використаних джерел

- Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Новые данные по границе Матуяма-Брюнес в разрезе Роксоланы. *Геологічний журнал*. Київ, 2014а. № 2 (347). С. 73-84.
- Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Определение границы Матуяма-Брюнес по результатам палеомагнитных исследований разреза Роксоланы (западное Причерноморье). *Доповіді Національної академії наук України*. Київ, 2014б. № 10. С. 92-98.
- Бахмутов В.Г., Мокряк И.Н., Скарбовийчук Т.В., Якушно В.И. Результаты палеомагнитных исследований разреза дунайских террас и проблемы магнитостратиграфии плейстоцена Западного Причерноморья. *Геофизический журнал*. 2005. Т. 27, № 6. С. 980-991.
- Богущкий А., Ланчонт М., Гожик П., Комар М. Лесовий розріз Роксолани: розташування, історія досліджень, характеристика відкладів. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 47-58.
- Вирина Е. И., Фаустов С. С., Хеллер Ф. О роли парамагнитного сигнала при палеомагнитных исследованиях лессовых обложений. *Физика Земли*. 2001. №5. С. 78-84.
- Главацкий Д. В., Кузина Д. М., Герасименко Н. П., Бахмутов В. Г. Петромагнетизм и палеомагнетизм четвертичных лессово-почвенных отложений разреза Вязовок (Приднепровская низменность). *Геофизический журнал*. Киев, 2016. Т. 38, № 6. С. 186-193.
- Главацкий Д. Интерпретация результатов петромагнитных и палеомагнитных исследований лессов Волынской возвышенности. *Научный взгляд в будущее*. Одесса, 2016. № 4, т. 5. С. 72-77.
- Главацкий Д., Бахмутов В., Богущкий А., Волошин П. Петромагнетизм і палеомагнетизм субаеральних відкладів розрізів Бояничі і Коршів

(Волинська височина). *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. Київ, 2016. № 1(72). С. 43-51.

Матасова Г. Г. Магнетизм позднеплейстоценовых лессово-почвенных отложений Сибирской субэаральной формации: диссертация ... доктора геолого-минералогических наук: 25.00.10. Новосибирск, 2006. 276 с.

Матасова Г. Г., Казанский А. Ю. Вклад парамагнитных минералов в магнитные свойства лессово-почвенных отложений Сибири (палеоклиматический аспект). *Физика Земли*. 2005. № 9. С. 81-89.

Матасова Г. Г., Казанский А. Ю., Чегис В. В. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований субэарального покрова Бийско-Чумышского плато (юг Западной Сибири) и их значение для палеогеографических реконструкций. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол.* 2015. Т. 90. Вып. 6. С. 28-47.

Матвіїшина Ж. М., Герасименко Н. П., Передій В. І., Брагін А. М., Івченко А. С., Кармазиненко С. П., Нагірний В. М., Пархоменко О. Б. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України. Київ: Наукова думка, 2010. 192 с.

Петрова Г. Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях. *Геомагнитные исследования*. М.: Радио и связь, 1977. № 19. С. 40-49.

Проблемы и методы изучения ископаемых почв: Методические рекомендации / Сост. М.И. Дергачева, В.С. Зыкина, И.А. Волков. Под ред. С.А. Архипова. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР. 1984. 80 с.

Трухин В. И. Введение в магнетизм горных пород. М.: МГУ, 1973. 275 с.

Bakmutov V. G., Kazanskii A. Yu., Matasova G. G., Glavatskii D. V. Rock magnetism and magnetostratigraphy of the loess-sol series of Ukraine (Roksolany, Boyanychi, and Korshev Sections). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth (Fizika Zemli)*. Pleiades Publishing Ltd., 2017. Vol. 53, № 6. P. 864-884.

Bokhorst M. P., Beets C. J., Markovic S. B., Gerasimenko N. P., Matviishina Z. N., M.Frechen M. Pedo-chemical climate proxies in Late Pleistocene Serbian-Ukrainian loess sequences. *Quaternary International*. 2009. 198. P. 113-123.

- Buggle B., Glaser B., Zöller L., Hambach U., Markovic S., Glaser I., Gerasimenko N.. Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). *Quaternary Science Reviews*. 2008. 27 (9-10). P. 1058-1075.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.* 1977. №13. P. 260-267.
- Dealing J. A., Dann R. J. L., Hay K., Lees J. A., Loveland P. J., O'Grady K. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials *Geophys. J. Int.* 1996. Vol. 124. P. 228-240.
- Du Pasquier J. Environmental paleomagnetic study of the loess/paleosol sequence from Roxolany (Ukraine). *Diploma Thesis*. Zürich, 1999. 59 p.
- Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *J. Geophys. Res.* 2002. № 107. P. 1582.
- Evans M., Heller F. Environmental magnetism. Academic Press, 2003. P. 69-74.
- Evans M., Heller F. Magnetism of loess/palaeosol sequences: recent development. *Earth-Science Reviews*. 2001. 54. P. 129-144.
- Fang X. M., Li J. J., Van der Voo R., MacNiocail C., Dai R. X., Kemp R. A., Derbyshire E., Cao J. X., Wang J. M., Wang G., 1997. A record of the Blake event during the last interglacial paleosol in the western Loess Plateau of China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146. P. 73-82.
- Gendler T. S., Heller F., Tsatskin A., Spassov S., Du Pasquier J., Faustov S. S. Roxolany and Novaya Etuliya – key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quaternary International*. 2006. Vol. 152-153. P. 78-93.
- Liu X. M., Shaw' J. J., Liu T. S., Heller F. Magnetic susceptibility of the Chinese loess-paleosol sequence: environmental change and pedogenesis. *J.geol. Sc. Land*. 1993a. Vol. 150. P. 583-588.

- Maher B. A., Taylor R. M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soil. *Nature*. 1988. Vol. 336. P. 368-370.
- Nawrocki J., Bakhmutov V., Bogucki A., Dolecki L. The Paleo- and petromagnetic record in the Polish and Ukrainian loess-paleosol sequences. *Phys. Chem. Earth (A)*. 1999. V. 24. P. 773-777.
- Nawrocki J., Bogucki A., Łanczont M. Palaeomagnetic studies of the loess-palaeosol sequence from the Kolodiv section (East Carpathian Fore land, Ukraine). *Geological Quarterly*. 2007. Vol. 51 (2). P. 161-166.
- Nawrocki J., Bogucki A., Wojcik A. The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate. *Boreas*. 1996. V. 25. P. 161-169.
- Necula C., Dimofte D., Panaiotu P. Rock magnetism of a loess-palaeosol sequence from the western Black Sea shore (Romania). *Geophys. J. Int.* 2015. V. 202. P. 1733-1748.
- Richter Van der Pluijm B. A. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities; and comparison with high field methods. *Phys. Earth Planet. Inter.* 1994. Vol. 82, No. 2. P. 113-123.
- Rousseau D., Antoine P., Gerasimenko N., Sima A., Fuchs M., Hatté C., Moine O., Zoeller L. North Atlantic abrupt climatic events of the last glacial period recorded in Ukrainian loess deposits. *Clim. Past*. 2011. V. 7. P. 221-234.
- Sartori M. The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis. Doctor of Natural Sciences Thesis. Zürich, 2000. 231 p.
- Tarling D., Hroudá E. The magnetic anisotropy of rocks. London: Publ. by Chapman and Hall., 1993. 217 p.
- Tsatskin A., Heller F., Gendler T.S., Virina E.I., Spassov S., Du Pasquier J., Hus J., Hailwood E.A., Bagin V.I., Faustov S.S. New scheme of terrestrial paleoclimate evolution during the last 1.5 Ma in the western Black Sea

region: integration of soil studies and loess magmatism. *Phys. Chem. Earth (A)*. 2001. Vol. 26., № 11-12. P. 911-916.

Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A. Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E.I. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. Vol. 143. P. 111-133.

Vlag P., Oches E., Banerjee S., Solheid P. The paleoenvironmental-magnetic record of the Gold Hill Steps loess section in central Alaska. *Phys. Chem. Earth, A*. 1999. V. 24. P. 779-783.

5. МАГНІТОСТРАТИГРАФІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ РОЗРІЗІВ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНИ

5.1. Палеомагнітні дослідження розрізів лесово-грунтових відкладів Волинської височини

Напрямки вектору NRM – магнітне схилення D й нахилення I – становлять 356° і 63° в розрізі Бояничі та 351° і 65° у розрізі Коршів відповідно (рис. 4.1, 4.2), що близько до сучасного напрямку магнітного поля регіону (магнітна широта $67,5^\circ$). З метою встановлення компонент NRM та визначення палеомагнітних напрямків характеристичної компоненти були виконані стандартні процедури палеомагнітних досліджень – ступінчате розмагнічування зразків змінним магнітним полем і температурою.

Детальне поступове розмагнічування пілотної колекції зразків змінним магнітним полем при 12-15 ступенях до максимальних значень поля 100 мТл показало, що у зразках розрізів Бояничі і Коршів присутня «магнітожорстка» складова, яка складає від 10 до 40 % початкової NRM при розмагнічуванні у полі 100 мТл, а при розмагнічуванні температурою 240° С залишається від 40 до 70 % початкової NRM. При цьому спостерігається зменшення магнітної сприйнятливості у середньому на 26 %. Серія нагрівів проводилася при температурах 180° , 210° , 240° , 270° і 300° С (іноді 150° , 350° , 400° , 450° С), але вже при 270° С більша частина зразків розсипалася, що унеможливило виконання повної процедури ступеневого температурного розмагнічування до абсолютного нульового стану (точки Кюрі).

На рис. 5.1 і рис. 5.2 наведені приклади розмагнічування типових зразків із розрізів Бояничі і Коршів відповідно. Показані стереографічні проекції зміни напрямку вектора залишкової намагніченості в процесі розмагнічування змінним магнітним полем, нормовані криві розмагнічування NRM (J/J_{max}), ортогональні проекції вектора залишкової намагніченості – діаграми Зйдервельда. Цифрами позначені номери зразків і глибина відбору.

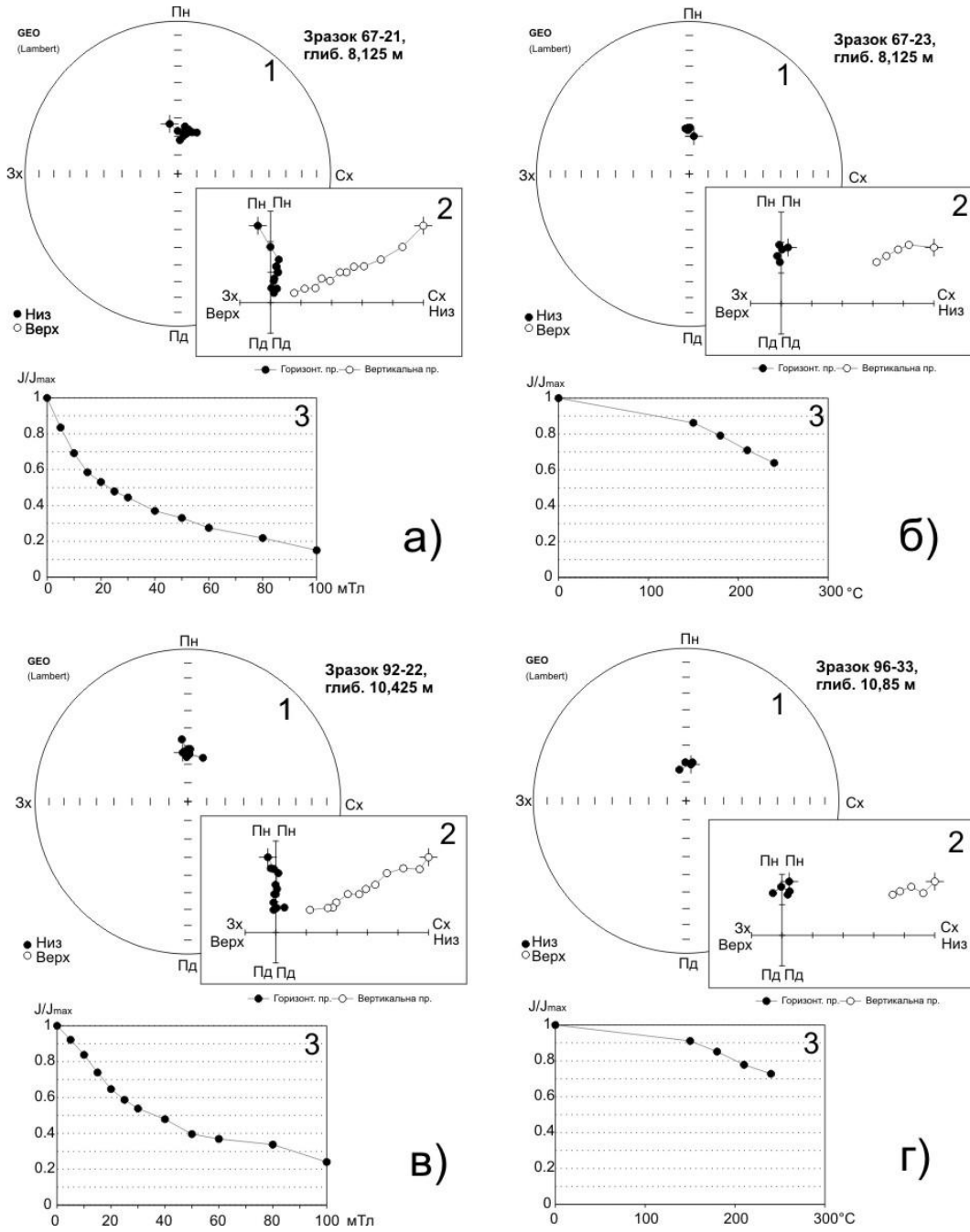


Рис. 5.1. Приклади ступінчатого розмагнічування магнітним полем (а, в) і температурою (б, г) типових зразків з розрізу Бояничі – суглинків горохівського викопного ґрунтового комплексу (а, б) та нижчезалягаючих карбонатних лесів (в, г). 1 – стереографічні проекції зміни напрямку вектора залишкової намагніченості у процесі розмагнічування (пусті (повні) круги – проекції векторів на верхню (нижню) півсферу у проекції Ламберта); 2 – діаграми Зійдєрвельда (повні і пусті круги – проекції відповідно на горизонтальну і вертикальну площину); 3 – нормовані криві розмагнічування NRM (J/J_{max}).

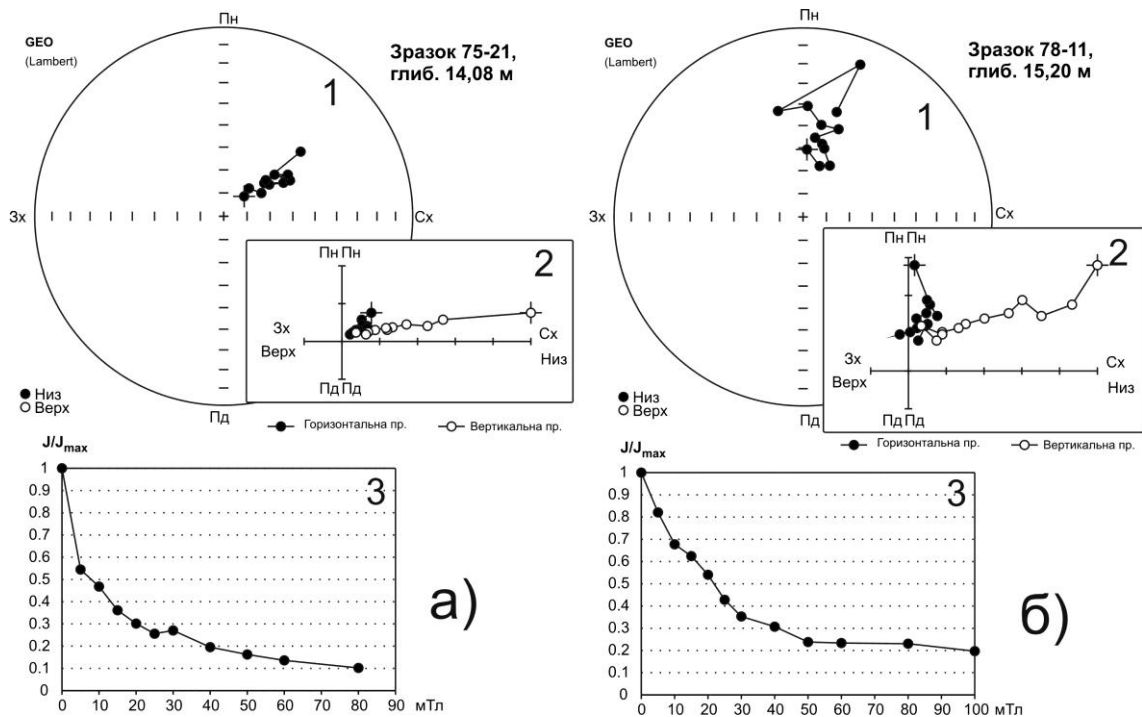


Рис. 5.2. Приклади ступінчатого розмагнічування магнітним полем зразків луцького (а) і сокальського (б) ґрунтових горизонтів із підшви розрізу Коршів. Умовні позначення ті ж, що й на рис. 5.1.

Характер кривих розмагнічування зразків принципово відрізняється від аналогічних результатів, отриманих для лесоґрунтових товщ Північного Причорномор'я (розріз Роксолани), де для розмагнічування зразків ґрунтів і лесів відповідно до 5 % і 10–15 % від початкової NRM досить було застосувати поля 10–20 мТл або температуру 210° С [Бахмутов, Главацкий, 2014а]. У таких «магнітом'яких» зразках основним носієм NRM є магнетит як аутигеного, так і алотигеного походження. Натомість на розрізах Бояничі і Коршів носієм висококоерцитивної компоненти намагніченості є «магнітожорсткий» мінерал, властивості якого подібні до магнітних властивостей гематиту. Але при розмагнічуванні зразків змінним магнітним полем 20–30 мТл NRM зменшується наполовину, що свідчить про присутність у зразках і деякої кількості «магнітом'якого» мінералу (ймовірно, магнетиту). Також є зразки в нижній частині розрізу (підкоршівський лес і вищезалягаючий коршівський ґрунтовий горизонт), де після розмагнічування низькокоерцитивної компоненти у полях 10–15 мТл при подальшому роз-

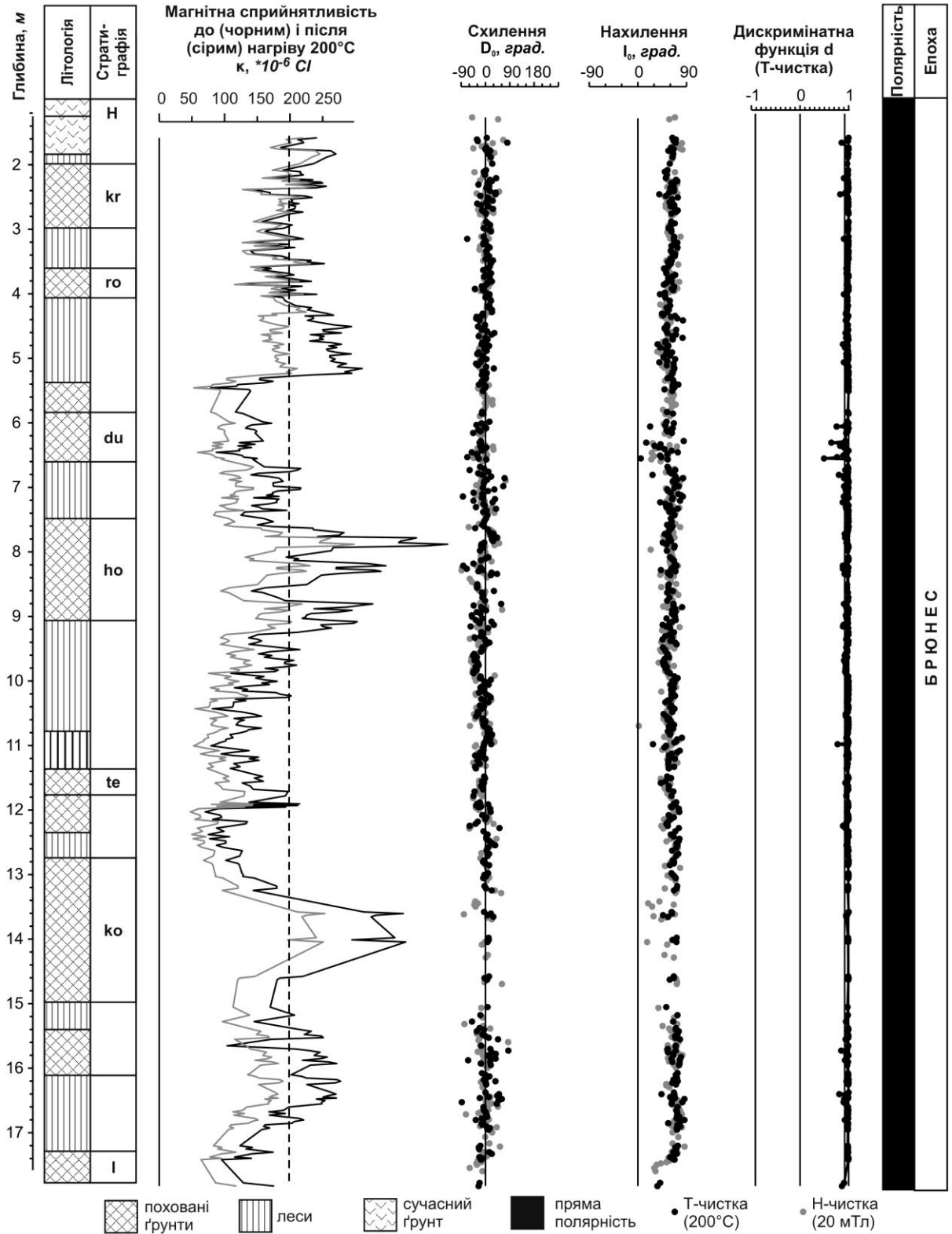


Рис. 5.3. Напрямки характеристичної компоненти намагніченості (ChRM), отримані для зразків з розрізу Бояничі у результаті магнітних чисток магнітним полем $H=20$ мТл і температурою 200° С. Ліворуч – зміна магнітної сприйнятливості до і після Т-чистки. Праворуч – дискримінантна функція d і палеомагнітна шкала, побудовані в програмі MPS [Man, 2008].

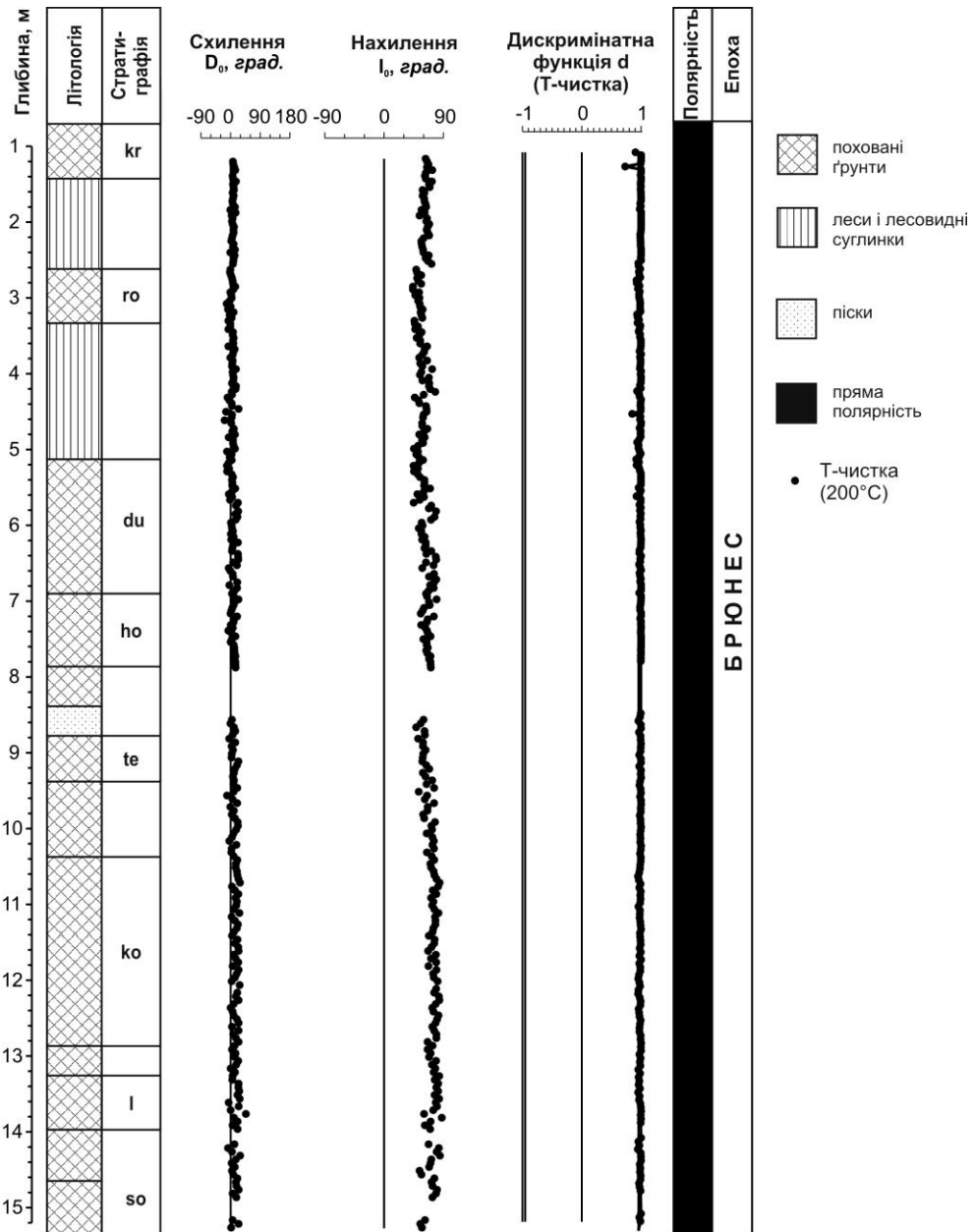


Рис. 5.4. Напрямки характеристичної компоненти намагніченості (ChRM), отримані для зразків з розрізу Коршів у результаті магнітної чистки температурою 200° С. Праворуч – дискримінантна функція d і палеомагнітна шкала.

магнічуванні до поля 100 мТл залишається 70-80 % NRM (а при температурах 240° С залишається до 70-80 % NRM), тобто у них абсолютна перевага гематиту (або близького до нього «магнітожорсткого» мінералу). Це повністю підтверджується петромагнітними даними, наведеними у четвертому розділі.

Таким чином, оцінка палеомагнітної стабільності порід не дає суттєвої переваги лесам відносно ґрунтів при визначенні ChRM-компоненти намагніченості, як це виявлено під час досліджень Північного Причорномор'я [Бахмутов, Главацкий, 2014а]. Крім того, присутність у породі «магнітожорського» мінералу (на зразок гематиту) не дозволяє повністю розмагнічувати зразки змінним магнітним полем, а термочистка обмежена температурою 240-300° С.

З урахуванням цього масова магнітна «чистка» зразків виконувалась при одноразовому нагріві до температури 200° С, а зразків-дублів – у змінному магнітному полі 20 мТл, результати по розрізах Бояничі та Коршів представлені на рис. 5.3 і 5.4 відповідно. Винесено напрямки ChRM-компоненти, значення дискримінантної функції d , розрахованої за даними температурного розмагнічування зразків з усіх відібраних рівнів до температури 200° С, і шкалу магнітної полярності.

Як бачимо, напрямки вектора залишкової намагніченості всіх зразків на усіх рівнях мають пряму полярність. У відкладах дубнівського і піддубнівського горизонтів верхнього плейстоцену простежується зменшення нахилення I_0 у деяких зразках до 30-20°, але у схиленні це тяжіння до зворотної полярності не проявляється. Така ж картина спостерігається і за результатами розмагнічування зразків розрізу Коршів: на жодному зразку після магнітних чисток не була виділена зворотна чи аномальна полярність.

Можна зробити висновок про приналежність ґрунтово-лесових товщ, які відслонюються у розрізах Бояничі і Коршів, до епохи прямої полярності Брюнес. Так як у розрізах не виділено жодного рівня з короткочасною оберненою полярністю (екскурсу), а границя Матуяма-Брюнес (враховуючи і дані стратиграфії) залягає нижче підосви розрізів, виконати їх магніто-стратиграфічну прив'язку до лесово-ґрунтових товщ сусідніх регіонів (або у глобальному масштабі) неможливо [Главацкий та ін., 2016].

5.2. Визначення границі Матуяма-Брюнес у розрізі Роксолани

5.2.1. Стабільність різних видів намагніченості до дії змінного магнітного поля і температури

Виміри величини схилення й нахилення NRM зразків вказують на середній напрям ($D=356^\circ$, $I=72^\circ$), близький до напрямку сучасного геомагнітного поля у районі робіт (рис. 4.3). Оскільки, враховуючи результати попередніх палеомагнітних досліджень, слід очікувати, що в'язка компонента намагніченості вносить основний (до 90-95%) вклад в NRM досліджуваних порід, для визначення напрямку первинної NRM інформативними можуть бути тільки результати, отримані після детальної чистки зразків.

Тому при дослідженні зразків з розрізу Роксолани зусилля були зосереджені на виділенні найбільш стабільної компоненти намагніченості за результатами детального розмагнічування зразків температурою і ступінчатим магнітним полем. Виміри залишкової намагніченості у процесі магнітних чисток виконувалися на спін-магнітометрі JR-6, розміщеному в немагнітній кімнаті MMLFC. Контрольні зразки вимірювалися на 2G-SQUID магнітометрі з приставкою для розмагнічування змінним магнітним полем Інституту геофізики Польської академії наук, також розміщеному в немагнітній кімнаті MMLFC. Особлива увага була приділена ретельності виконання всієї процедури магнітних чисток з максимальним врахуванням факторів, що впливають на точність вимірів, у першу чергу на мінімізацію ефектів підмагнічування. Завершальні результати вимірювань в обох лабораторіях добре узгоджуються між собою і дозволяють впевнено виділити сигнал на «хвостах» діаграм Зйдервельда при малих величинах залишкової намагніченості порядку $n \times 10^{-2}$ мА/м. Слід підкреслити, що такі величини залишкової намагніченості можна вимірювати тільки на сучасній магнітометричній апаратурі, а з урахуванням вкладу ефекту суперпарамагнітних зерен така апаратура повинна бути розміщена у вільному від впливу

магнітного поля просторі (у спеціальних немагнітних кімнатах). Тому результати, отримані за вимірами таких зразків на астатичних магнітометрах (навіть дуже чутливих) не можна вважати надійними.

Результати розмагнічування аналізувалися методом головних компонент за програмою Remasoft 3.0. Для всіх зразків була виконана температурна чистка (в установці для температурного розмагнічування ММТD80) у діапазоні від 180 до 300-350° С (з кроком 30° С і контролем вимірів магнітної сприйнятливості після кожного етапу нагріву), а для зразків-дублів – розмагнічування ступінчатим наростаючим змінним магнітним полем (на установці LDA-3A і SQUID) при 12-15 ступенях розмагнічування до поля 100 мТл.

У результаті на більшій частині зразків виділено дві компоненти намагніченості: в'язка (складає до 85-95% і 60-80% від початкової величини намагніченості відповідно для ґрунтів і лесів) і високотемпературна (висококоерцитивна, стабільна компонента (ChRM)). В'язка компонента виділяється при нагрівах до 210-240° С, ChRM компонента виділяється в діапазоні температур 270-300°С, при більш високих температурах у багатьох зразках підвищується магнітна сприйнятливість (у результаті новоутворення мінералів заліза), або ж зразки механічно руйнуються.

До впливу змінного магнітного поля (Н-чистка) леси більш стабільні, ніж ґрунти, але відповідні параметри стабільності для різних горизонтів ґрунтів відрізняються. Після видалення в'язкої компоненти у ґрунтах (при дії поля 20-30 мТл) величина сигналу складала у середньому 3-5% від первинного. Для лесів після видалення в'язкої компоненти (поля 20-40 мТл) величина залишкової намагніченості складала у середньому від 10 до 30% від початкової. Таким чином, далі висококоерцитивна компонента залишкової намагніченості розглядається як ChRM-компонента і, ймовірно, є первинною компонентою намагніченості, яка відображає стан давнього геомагнітного поля на початкових етапах формування породи.

5.2.2. Компонентний аналіз природної залишкової намагніченості

Для всіх розмагнічених зразків були розраховані напрямки високотемпературної (висококоерцитивної) компоненти методом компонентного аналізу. Для деяких зразків ортогональні проекції (діаграми Зйдервельда) при розмагнічуванні у високих полях не прямують до початку координат. У таких випадках, враховуючи низькі величини залишкової намагніченості і, як наслідок, розкид напрямків на кінцевих ступенях розмагнічування, напрямки компоненти розраховувалися з прив'язкою до початку координат.

Оскільки для кожного рівня були отримані результати розмагнічування за кількома зразками, була можливість проведення об'єктивного контролю (додаткових вимірів зразків-дублів) для випадків, коли по яким-небудь причинам окремі зразки при розмагнічуванні показували аномальні значення. Особлива увага була приділена зоні від 30,0 до 54,5 м, де на рівні 34,0 м за даними [Tsatskin et al, 1998, 2001; Dodonov et al., 2006] очікувалася зміна полярності геомагнітного поля на межі Матуяма-Брюнес.

На рис. 5.5 приведені результати розмагнічування для декількох типових зразків з нижньої частини розрізу. Показані стереографічні проекції зміни напрямку вектора залишкової намагніченості у процесі розмагнічування (пусті (залиті) круги – проекції векторів на верхню (нижню) півсферу в проекції Ламберта), нормовані криві розмагнічування NRM (J/J_{max}), діаграми Зйдервельда (залиті пусті круги – проекції відповідно на горизонтальну та вертикальну), зміна магнітної сприйнятливості (k) у процесі нагріву зразків. Цифрами позначені номери зразків і глибина відбору. Для зразка №112-30 представлено збільшення траєкторії на «хвості» діаграми Зйдервельда.

За результатами Т-чистки ChRM-компонента виділялася більш надійно, ніж за результатами розмагнічування ступінчатим магнітним полем. Для завадівського ґрунту як за результатами Н-чистки, так і Т-чистки (відповідно рис. 5.5, а, б) напрямки ChRM-компоненти вказує на пряму полярність. У приазовському горизонті (представленого піском, супісками і супіщаним

лесом) за результатами Н-чистки, а у мартононьському ґрунті за результатами Т-чистки чітко визначається ChRM-компонента зворотної намагніченості (рис. 5.5, в, г).

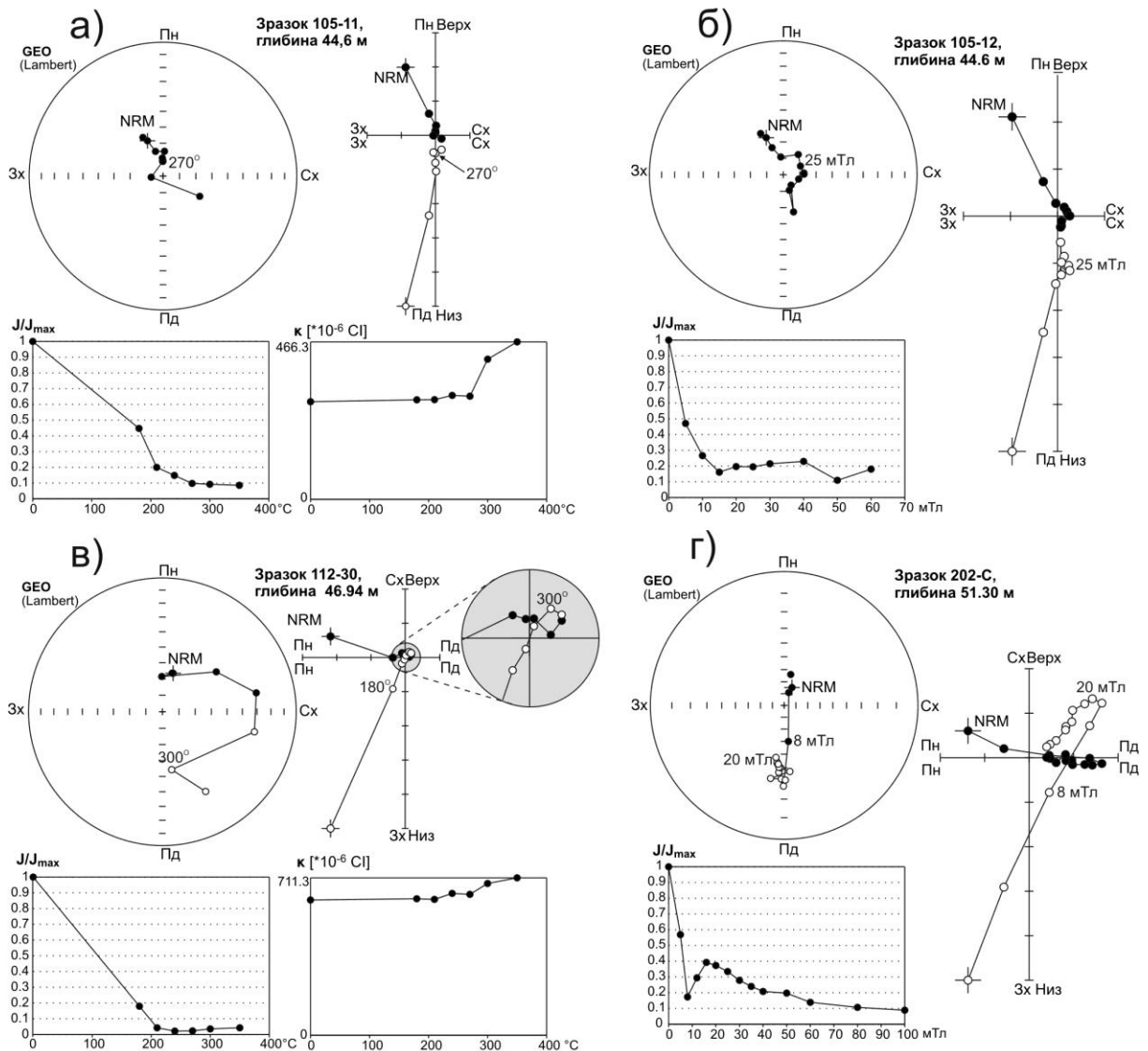


Рис. 5.5. Приклади ступінчатого розмагнічування магнітним полем (б, г) і температурою (а, в) типових зразків з розрізу Роксолани: з завадівського ґрунтового комплексу (а, б), мартононьського ґрунту (в) та пісків алювію (г). Умовні позначення ті ж, що й на рис. 5.1. Додатково наведено графік зміни магнітної сприйнятливості після кожного ступеню нагріву.

Розрахунок напрямку ChRM-компоненти (схилення й нахилення) виконувався для кожного зразка і на рис. 5.6 винесені результати розмагнічування зразків температурою на 112 рівнях (темні точки) і змінним магнітним полем на 74 рівнях (сірі точки). Оскільки в деяких горизонтах присутні кротовини, для уникнення помилок внаслідок механічних порушень магнітної текстури порід, окрім візуального контролю, аналізувалися параметри AMS. Аномальні значення останніх, які не відповідали седиментаційній структурі – мінімальна вісь еліпсоїду AMS відхилялась більше ніж 20° від нормальної площини нашарування порід – були визначені на 10 зразках, котрі були виключені з інтерпретації.

У правій частині рис 5.6 приведена дискримінантна функція, розрахунок якої виконаний за алгоритмом, представленим в [Man, 2008], і дозволяє більш точно виділити зони прямої і оберненої полярності. Ця процедура виконана за результатами T-чистки (як більш інформативної).

5.2.3. Магніостратиграфічна шкала

В правій частині рис. 5.6 приведений зведений палеомагнітний розріз. За результатами T-чистки границя Матуяма-Брюнес визначається на стику лубенського і мартоносського горизонтів на глибині 46,6 м (рис. 5.7). Нижче всі зразки показують обернену полярність ChRM-компоненти. За результатами H-чистки границя Матуяма-Брюнес проходить так само. На рівні 40,6-42,4 м у нижній частині орельського й верхній частині завадівського горизонту виділено область оберненої намагніченості, де три зразки після H-чистки і три зразки після T-чистки показують близькі до оберненої полярності напрямки ChRM-компоненти. Відповідна цьому рівню зона зворотної полярності також виділена на палеомагнітному розрізі і умовно може бути зіставлена з магнітною подією Emperor/Big Lost, хоча для її інтерпретації недостатньо даних.

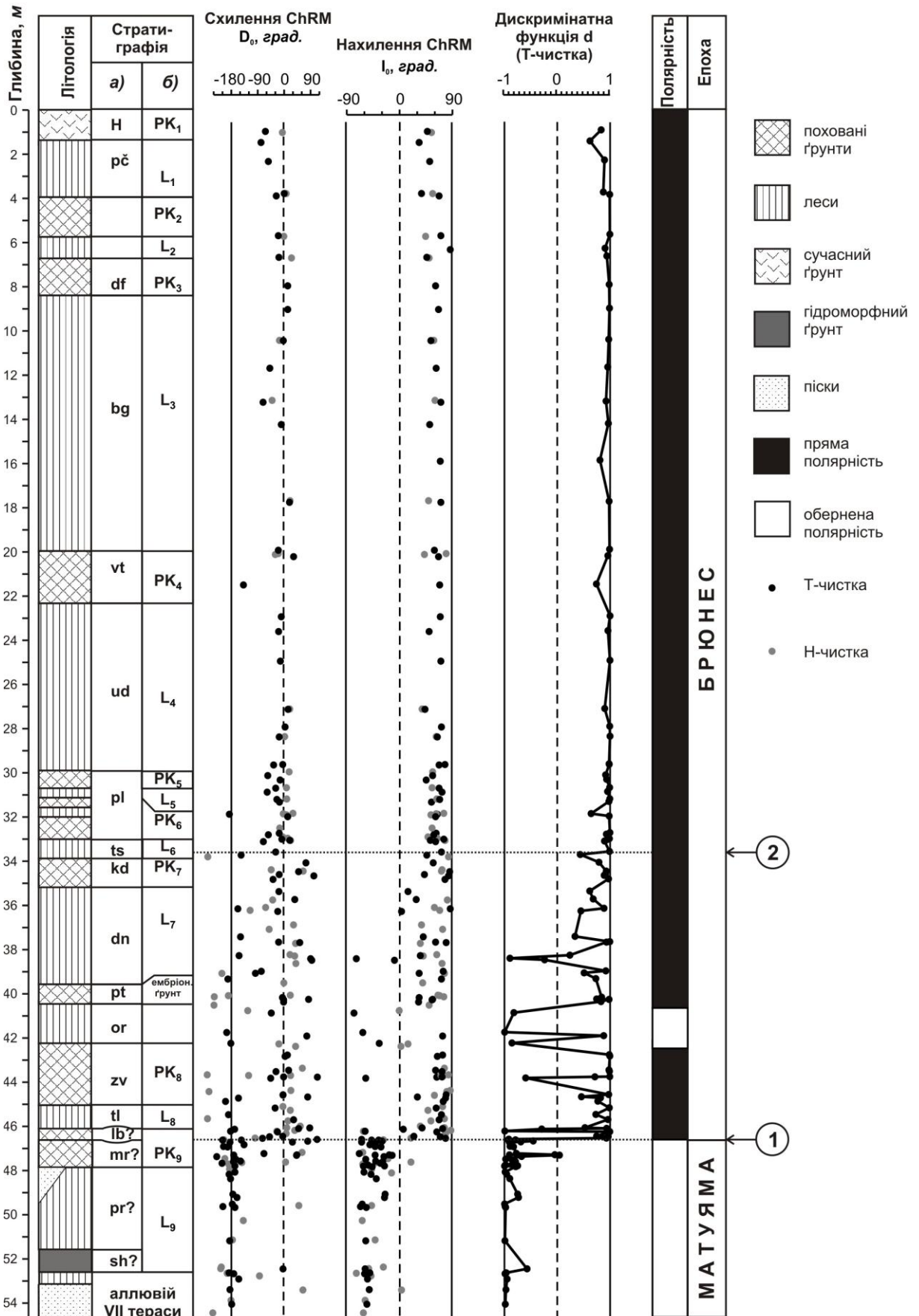


Рис. 5.6. Результати палеомагнітних досліджень розрізу Роксолани. Праворуч цифрами позначена границя Матуяма-Брюнес: 1 – за даними автора; 2 – згідно [Tsatskin et al., 1998]. Стратиграфічна колонка: а) за [Богуцький та ін., 2013]; б) за [Tsatskin et al., 1998].

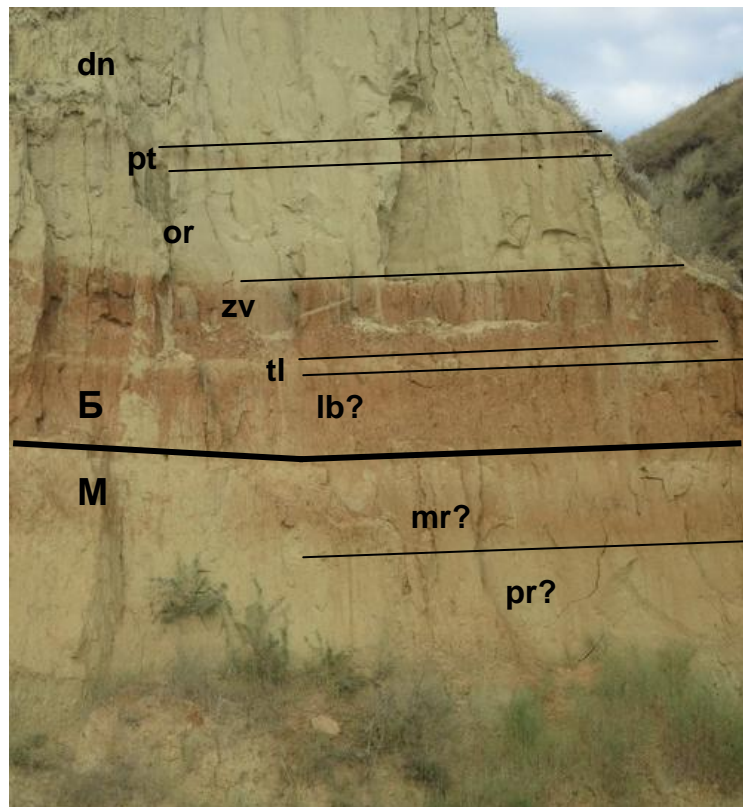


Рис. 5.7. Границя Матуяма-Брюнес у розрізі Роксолани (фото зроблене поряд з розчисткою R7).

Отже, границю Матуяма-Брюнес у розрізі Роксолани визначено на глибині 46,6 м [Бахмутов, Главацкий, 2014а, 2014б], котра відповідає ґрунтовому комплексу РК₉ згідно [Tsatskin et al., 1998], а за попереднім стратиграфічним розчленуванням, наведеному у [Богуцький та ін., 2013], – контакту ґрунтів лубенського і мартоносського горизонтів.

Це дозволяє оцінити час формування товщі лесово-ґрунтових відкладів від верхніх горизонтів до лубенського (?) ґрунту включно (0-46,6 м) у 780 тис. років. Нижче, починаючи від покрівлі мартоносського (?) ґрунтового горизонту, всі відклади формувалися в епоху оберненої полярності Матуяма. Відсутність тут зразків із прямою полярністю (епізоду Харамільйо) дозволяє обмежити вік формування алювію VII тераси близько 1 млн. років тому. Якщо зону оберненої полярності на рівні 40,6-42,4 м зіставити з епізодом Emperor/Big Lost, то вік покрівлі завадівського горизонту можна оцінити в 560-570 тис. років.

5.2.4. Методичні аспекти дослідження палеомагнітної стабільності при розмагнічуванні змінним магнітним полем

На початку процесу палеомагнітних лабораторних досліджень колекції з розрізу Роксолани виникли сумніви у достовірності частини отриманих результатів. Це стосувалося двох випадків, пов'язаних із методиками розмагнічування лесово-грунтових зразків змінним магнітним полем.

У першому випадку близько третини зразків, незалежно від літології, після експериментального ступеневого розмагнічування на установці LDA-3 у режимі постійного обертання (rotate), коли розмагнічування відбувається одночасно по всіх трьох координатних осях, і вимірами на магнітометрі JR-6, демонстрували після кожного ступеню розмагнічування різні хаотичні значення і напрямки залишкової намагніченості. Після переходу в статичний режим розмагнічування (static) зразків-дублів, коли зразок розмагнічується по кожній осі окремо (ця методика також застосовується при розмагнічуванні на приставці для розмагнічення магнітним полем до SQUID-магнітометра), розбіжностей у напрямках залишкової намагніченості не спостерігалось, результати узгоджувалися між собою і за кількома ступенями розмагнічування можна було розрахувати достовірний напрямок «високо-коерцитивної» компоненти намагніченості.

Другий випадок стосувався розбіжностей у визначенні полярності на частині зразків в діапазоні глибин 46,6-49,5 м за різними методами магнітних чисток. Так, спершу за результатами Н-чистки границю Матуяма-Брюнес слід було проводити нижче – на глибині 49,5 м на рівні верхньої частини приазовського горизонту, тоді як за результатами Т-чистки обернена полярність виділялась для зразків нижче глибини 46,6 м у покрівлі мартоносського горизонту (див. рис. 1 в [Бахмутов, Главацкий, 2014a]). Були проведені експерименти по більш ретельному дослідженню можливого впливу недостатньо скомпенсованого лабораторного магнітного поля на зразки. Останні при переміщенні з приладу LDA-3 до магнітометра JR-6 розміщувались у спеціальному немагнітному екрані, а час після завершення

етапу розмагнічування до початку вимірів залишкової намагніченості було скорочено до кількох секунд. Таким чином, вплив ймовірного ефекту «підмагнічування» було зведено до мінімуму. Однак, зразки вище глибини 49,5 м і надалі демонстрували пряму полярність. У процесі температурного розмагнічування зразки увесь час перебували в пічці, розміщеній у немагнітній кімнаті поряд із магнітометром, зразки вимірювалися одразу після нагрівів, тому вплив ефекту «підмагнічування» також було мінімізовано.

Отже, неузгодження результатів магнітних чисток потребувало виконання додаткових досліджень на іншій магнітометричній апаратурі. Було виконано розмагнічування зразків-дублів змінним магнітним полем з подальшими вимірами на криогенному магнітометрі 2G-SQUID у відділі геомагнетизму Інституту геофізики ПАН (м. Варшава). Нові результати показали повне узгодження даних за різними методами магнітних чисток: і за результатами Т-чистки, і за даними Н-чистки в інтервалі глибин 46,6-49,5 м усі зразки продемонстрували обернену полярність.

Суперечливі результати розмагнічування зразків змінним магнітним полем на установці LDA-3 з подальшими вимірами на спіно-магнітометрі JR-6 з одного боку, і зразків-дублів при вимірах на 2G-SQUID-магнітометрі з приставкою для розмагнічування з іншого, можна пояснити ефектом «підмагнічування» у першому випадку. Це може бути обумовлено суттєвим впливом суперпарамагнітних зерен, час релаксації яких дуже короткий. Важливим є висновок про неможливість виключення ефекту «підмагнічування» у випадку застосування апаратури LDA-3 і спіно-магнітометра JR-6, але можливість отримати достовірні дані при застосуванні 2G-SQUID-магнітометра, принцип дії якого виключає високошвидкісне обертання зразка у процесі вимірів. Виявлене явище потребує подальших методичних досліджень.

Сумнівні дані, де був виявлений ефект «підмагнічування», були виключені з подальшої інтерпретації. На рис. 5.6 наведено лише ті величини

схилення й нахилення ChRM-компоненти намагніченості, які були розраховані за результатами компонентного аналізу після Т- і Н-чистки зразків з виключенням ефектів «підмагнічування», ротаційної намагніченості або порушення осадової текстури породи.

5.2.5. Обговорення результатів

Отримані результати палеомагнітних досліджень відрізняються від попередніх даних [Tsatskin et al., 1998, 2001; Sartori, 2000; Dodonov et al., 2006; Gendler et al., 2006]. Згідно з новими результатами на основі розрахунку виділення зон полярності, алгоритм якого представлено в [Man, 2008], у розрізі Роксолани границя Матуяма-Брюнес проходить на глибині 46,6 м на стику похованих ґрунтів лубенського і мартоносського горизонтів, що в цілому узгоджується із сучасними уявленнями колективу вітчизняних геологів про стратиграфію четвертинних товщ півдня України [Гожик, 2013] та не підтверджує дані, за якими границя Матуяма-Брюнес знаходиться на глибині близько 34 м у тясминських лесах (L_6) вище кайдацького ґрунтового горизонту (PK_7) [Tsatskin et al., 1998, 2001; Dodonov et al., 2006].

Розглянемо можливі причини таких кардинальних протиріч. Лабораторні роботи за попередніми палеомагнітними дослідженнями розрізу Роксолани, результати яких були використані в [Tsatskin et al., 1998; 2001; Gendler et al., 2006], детально описані у монографії [Sartori, 2000].

Було розмагнічено 118 зразків змінним магнітним полем до 100 мТл і температурою лише до 150° С (так як зразки, вміщені у пластикові контейнери, руйнувалися при подальшому нагріві). Цієї температури, як встановлено в [Бахмутов, Главацкий, 2014a], недостатньо для видалення в'язкої компоненти намагніченості, а для визначення характеристичної компоненти намагніченості необхідно нагрівати зразки до температур 210-270° С. Тому була проведена Т-чистка в іншій лабораторії Дж. Гусом, і ці дані включені в [Sartori, 2000]. В'язка компонента була видалена при 250° С, при вищих температурах виділено характеристичну компоненту. На багатьох

зразках нижче глибини 34 м було визначено обернену полярність (див. рис. 1.6). Границю Матуяма-Брюнес проведено у тясминському горизонті L_6 під вищезалігаючим педокомплексом PK_6 (прилуцький горизонт згідно [Богуцький та ін., 2013]) на глибині близько 34,5 м за даними Н-чистки (розмагнічування змінним магнітним полем), а за даними Т-розмагнічування – на глибині 34 м. На жаль, діаграми Зйдервельда, за якими встановлена обернена полярність, наведені лише для зразків із глибин 46,3-46,6 м (рис. 1.7). Тому оцінити фактичний матеріал, за яким встановлено характеристичну компоненту намагніченості для зразків у діапазоні глибин 34-46 м, не має можливості. У результатах, наведених у роботах [Sartori, 2000; Gendler, 2006] (рис. 1.6), ігнорується той факт, що у діапазоні 34-46 м майже третина зразків після Т-чистки і половина зразків після Н-чистки зберігають пряму полярність. На основі якої статистичної вибірки було так категорично проведено границю Матуяма-Брюнес на глибині 34 м, авторами не пояснено.

За результатами палеомагнітних досліджень розрізу Роксолани автори роботи [Dodonov et al., 2006] також проводять границю Матуяма-Брюнес в підшві педокомплексу трьох ґрунтів (під прилуцьким горизонтом), що узгоджується з результатами [Tsatskin et al., 1998, 2001]. За даними [Dodonov et al., 2006] із 22 зразків на глибині від 34 до 50 м (тобто зразки відбирались з інтервалом 0,73 м) на 20 зразках визначена обернена полярність, тоді як 2 зразка з прямою полярністю компактно розміщені в нижньому (широкінському?) ґрунті і співвіднесені з епізодом Харамільйо (рис. 1.8). Проте яким методом магнітної чистки і на якій апаратурі були отримані результати, автори [Dodonov et al., 2006] не вказують. Достовірність таких результатів викликає сумнів. Виникає враження, що аналізувалися ті ж самі дані, які лягли в основу роботи авторів [Tsatskin et al., 2001], а саме матеріал, представлений у роботах [Du Pasquier, 1999; Sartori, 2000].

Усе вище викладене дозволяє віддати перевагу новим результатам, за якими положення границі Матуяма-Брюнес у розрізі Роксолани фіксується на

глибині 46,6 м на стику похованих ґрунтів лубенського й мартоносського горизонтів. Таким чином, кореляція розрізів і педостратиграфічна схема Західного Причорномор'я (рис. 1.4), наведені у [Tsatskin et al., 1998, 2001], ставляться автором під сумнів.

5.3. Палеомагнітні дослідження розрізу В'язівок

Зразки для палеомагнітних досліджень відібрані з розчисток 1, 2 і 4. З розчистки 3 були відібрані лише неорієнтовані зразки, тому палеомагнітні дослідження сульського і мартоносського горизонтів не проводилися.

Зростання значень магнітної сприйнятливості при температурах вище 270-300° С спостерігається у більш ніж 70% зразків. Близько 40% зразків характеризуються наявністю висококоерцитивної компоненти, яка повністю не усувається навіть при розмагнічуванні у полях 80-100 мТл (рис. 5.8, б). У деяких лесах і ґрунтах, особливо з відслонень 2 і 4, ця компонента дуже виразна. Близько 30% усіх зразків мають низькокоерцитивну складову, яка повністю видаляється у магнітних полях 20-30 мТл (рис. 5.8, г). Після її усунення на зразках виділяється більш високо коерцитивна компонента, що на діаграмах Зйдервельда апроксимується прямою лінією, що прямує до початку координат. Характеристична компонента у більшості зразків менша від 10% початкової NRM.

Решта зразків, передусім з розчистки 1, яка розкриває відклади верхнього плейстоцену, і кілька зразків із широкінського ґрунтового горизонту (усього близько 30% зразків загальної колекції) мають іншу сильну, ймовірно, в'язку компоненту намагніченості, носієм якої є висококоерцитивний мінерал. У деяких випадках її неможливо зруйнувати навіть магнітним полем 100 мТл або температурою 300° С.

На рис. 5.8 наведено характерні приклади діаграм Зйдервельда розмагнічування магнітним полем і температурою зразків лесів з

дніпровського горизонту і ґрунтів з широкінського, які мають ChRM-компоненту відповідно прямої і оберненої полярності.

Після ступеневого Н-розмагнічування на ортогональній векторній діаграмі виокремлюються дві компоненти NRM для зразка дніпровського лесу з глибини 18,59 м (рис. 5.8, б). Після видалення в'язкої компоненти у полі 5 мТл менш стабільна компонента усувається після розмагнічування полем 30 мТл. При розмагнічуванні у вищих полях виділяється характеристична компонента, яка прямує до початку координат і має пряму полярність. Це вказує на формування дніпровського лесу у магнітну епоху Брюнес.

Та ж сама процедура розмагнічування виконана для зразка з широкінського ґрунтового горизонту (рис. 5.8, г) з глибини 57,45 м. Після усунення в'язкої компоненти у полі 10 мТл, яка складає 40% початкової NRM, у полях 15-40 мТл видалається інша компонента, яка характеризується нестабільними напрямками вектору залишкової намагніченості. При подальшому розмагнічуванні крива J/J_{max} поступово спадає до 80 мТл, залишок складає близько 10% початкової NRM. Напрямок цієї висококоерцитивної характеристичної компоненти чітко вказує на обернену полярність.

Приклад ступеневого температурного розмагнічування зразка лесу з дніпровського горизонту, відібраного на глибині 18,62 м, приведено на рис. 5.8, а. Вторинна компонента видалається при температурі 270° С. Лінійний сегмент діапазону 240-300° С на діаграмі Зйдервельда прямує до початку координат. Він може бути прийнятий як ChRM, напрямок якої близький до напрямку, отриманому за результатами Н-розмагнічування (пряма полярність).

Інший приклад зразка ґрунту із широкінського горизонту, який був відібраний на глибині 56,97 м (рис. 5.8, в) демонструє, що температурне розмагнічування до 210° С усуває низькотемпературну компоненту (ймовірно, в'язку) і чітко виділяє характеристичну компоненту оберненої

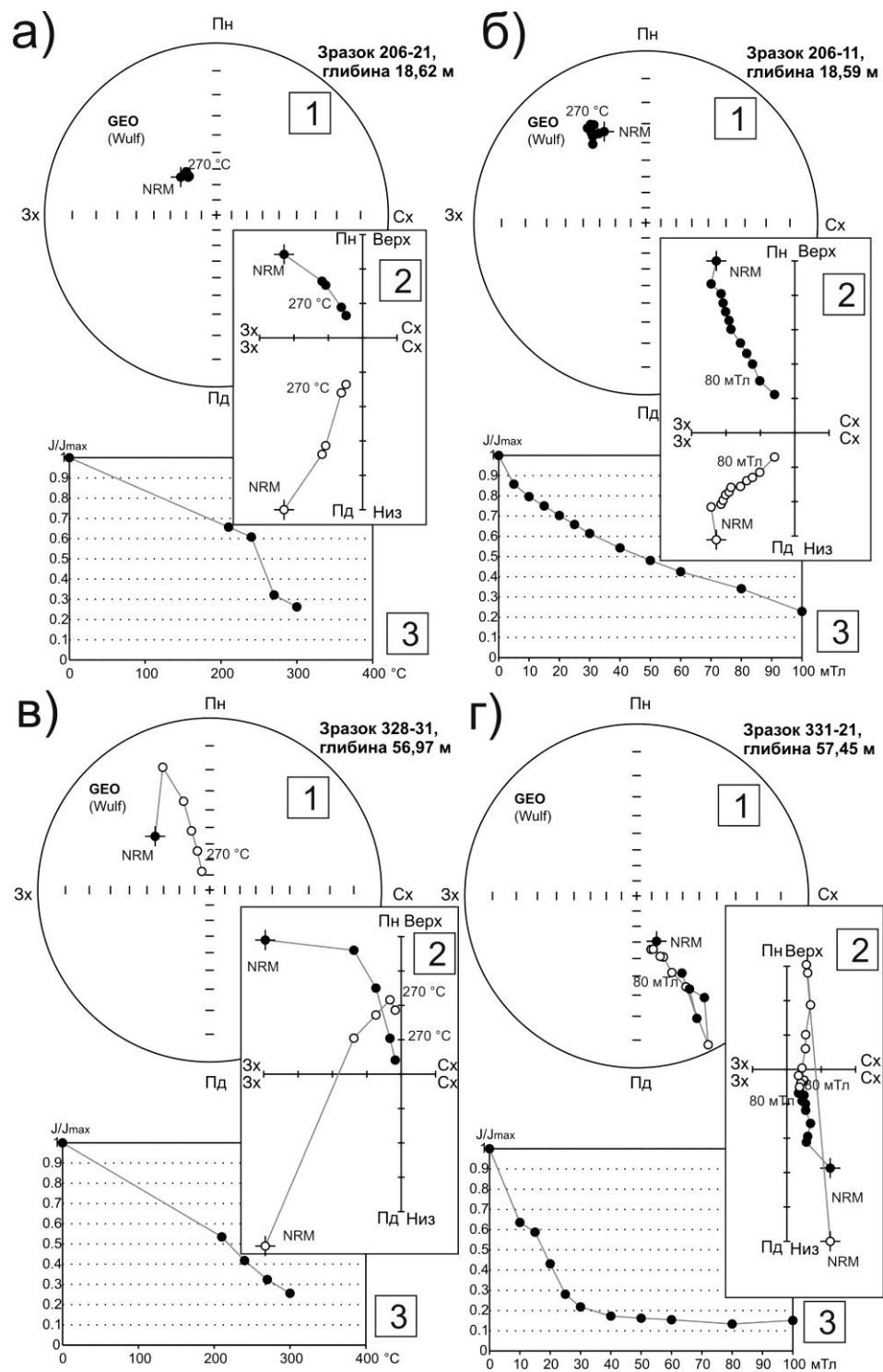


Рис. 5.8. Приклади ступеневого розмагнічування температурою (а, в) і змінним магнітним полем (б, г) зразків із розрізу В'язівок. 1 – стереографічні проєкції напрямків намагніченості, пусті (залиті) круги – проєкції векторів на верхню (нижню) півсферу у проєкції Вульфа; 2 – діаграми Зійдєрвельда; 3 – криві розмагнічування NRM.

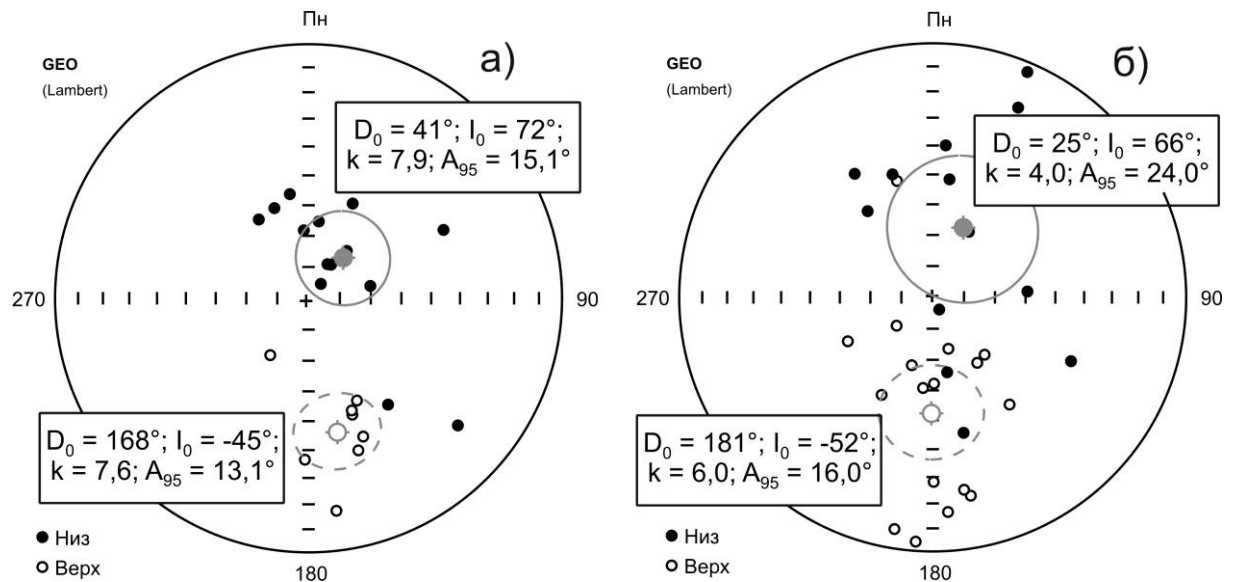


Рис. 5.9. Стереографічні проєкції розрахованих напрямків векторів ChRM у процесі розмагнічування змінним магнітним полем (а) і температурою (б) зразків лесів приазовського, іллічівського та ґрунтів широкинського й крижанівського горизонтів розрізу В'язівок. Пусті (залиті) круги – проєкції векторів на верхню (нижню) півсферу у проєкції Ламберта. У вставках окремо для проєкцій векторів ChRM на верхню і нижню півсфери розраховані середні значення величин: D_0 , I_0 – схилення і нахилення ChRM (у градусах); k – параметр кучності розподілу векторів; A_{95} – радіус кола довіри (у градусах) для середнього напрямку характеристичної компоненти із 95% вірогідністю [Butler, 1992]. Сірі кола, проведені суцільною і пунктирною лініями, позначають області 95%-довіри середнього радіуса A_{95} відповідно для проєкцій векторів на верхню і нижню півсфери.

полярності, яка має тенденцію прямувати до початку координат. Крім того, остання наближається при температурі 270-300° С до напрямку, виділеному за результатами Н-чистки (рис. 5.8, г), що підтверджує обернену полярність ChRM.

Напрямки характеристичної компоненти намагніченості ChRM, розраховані після Н-чистки, порівнюються на рис. 5.10 з напрямками, отриманими у результаті нагрівів зрізків-дублів вздовж літологічної колонки, а на рис. 5.9 – ще й напрямки ChRM зразків-дублів з нижньої частини розрізу

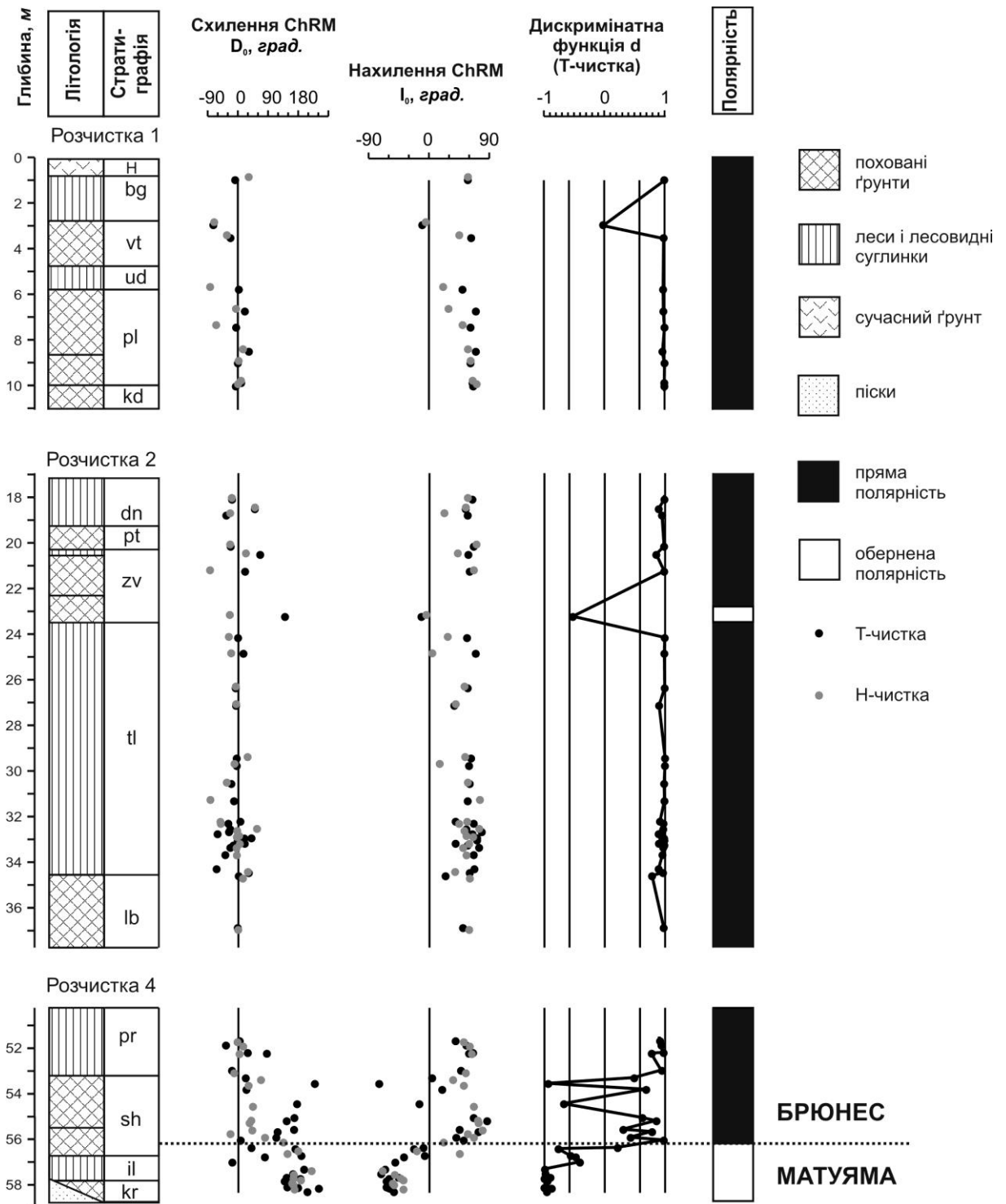


Рис. 5.10. Результати палеомагнітних досліджень розрізу В'язівок.

(розчистка 4) на стереографічній проекції. За двома методами розмагнічування розраховано середнє схилення $D_0=356^\circ$ і нахилення $I_0=63^\circ$ для зразків, відібраних із глибини вище 56,2 м. Лише два зразка з верхньої частини широкінського горизонту і один із завадівського горизонту, які були розмагнічені температурою, демонструють обернену полярність. Це наглядно

відображено дискримінантною функцією d в правій частині рис. 5.10 і розподілом розрахованих напрямків характеристичної компоненти намагніченості для зразків з розчистки 4 у низах широкінського горизонту на рис. 5.9, де чітко простежується зміна полярності з прямої на обернену, яка фіксується за даними різних видів розмагнічування. На рис. 5.9 подано також статистичні характеристики розрахованих середніх напрямків векторів ChRM у проекції у сфері Ламберта для кожного з обох видів розмагнічування пілотної колекції зразків із розчистки 4.

Дані обох видів магнітних чисток вказують на зміну полярності на глибині 56,2 м у нижній частині широкінського ґрунтового горизонту (рис. 5.10, 5.11), що інтерпретується як поява границі Матуяма-Брюнес. Це проявляється як в зміні нахилення (в середньому -56°), так і схилення (166°). Субхрон Харамільйо у розрізі В'язівок не виявлено [Нlavatskyi, 2016], тобто вік підосви розрізу не перевищує 1 млн. років тому. Ці результати повністю узгоджуються із попередніми даними палеомагнітних досліджень Л. Вігілянської (рис. 1.9), наведеними у [Matviishina et al., 2001].

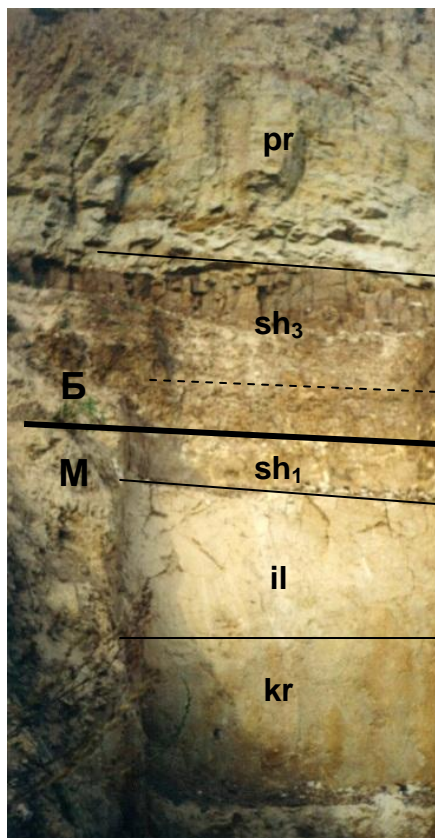


Рис. 5.11. Границя Матуяма-Брюнес у розрізі В'язівок (розчистка 5).

5.4. Магніостратиграфічна кореляція розривів лесово-грунтової серії України. Висновки

Нові палеомагнітні дослідження розриву Роксолани визначили границю Матуяма-Брюнес на глибині 46,6 м на межі похованих ґрунтів лубенського й мартоносського горизонтів. У цілому, це узгоджується з уявленнями українських геологів про стратиграфію четвертинних відкладів півдня України [Гожик, 2013] і не підтверджує дані зарубіжних колег, за якими границя Матуяма-Брюнес знаходиться на глибині близько 34 м у лесах L_6 тясминського горизонту (згідно стратиграфічного опису [Гожик, 2013; Богуцький та ін., 2013]) або горизонтом L_6 згідно [Tsatskin et al., 1998; Tsatskin et al., 2001; Dodonov et al., 2006]. Тобто, у цьому випадку, зважаючи на протиріччя у визначенні границі Матуяма-Брюнес, спроби проводити будь-які кореляції різних педостратиграфічних схем Західного Причорномор'я (з подальшою їх кореляцією з ізотопно-кисневою шкалою) на основі палеомагнітних даних не є коректними.

Якщо проаналізувати фактичний матеріал, представлений у статті [Бахмутов и др., 2005] із досліджень лесово-грунтового розриву поблизу с. Долинське, розміщеного у 180 км на південний захід від розриву Роксолани, то ситуація у цілому повторюється. Тут, у верхній частині розриву, яка розчленована згідно з регіональною стратиграфічною шкалою четвертинних відкладів [Веклич и др., 1984], границя Матуяма-Брюнес потрапляє у верхню частину мартоносського ґрунту. Окрім цього, дещо вище, у завадівському ґрунті, визначається зона аномальної полярності, у якій чергуються декілька рівнів з прямою й оберненою полярністю (див. рис. 6 в [Бахмутов и др., 2005]). Така ж зона з чергуванням декількох рівнів з прямою та оберненою полярністю визначається на рівні верхньої частини завадівського ґрунту і у вищезалягаючому орельському лесі розриву Роксолани [Бахмутов, Главацкий, 2014a]. Також і в розриві В'язівки на рівні завадівського горизонту один зразок без ознак порушень осадової текстури вказує на обернену полярність.

Ця зона оберненої полярності у трьох розрізах може бути ознакою магнітної події Emperor/Big Lost, вік якої оцінюється у 560-570 тис. років.

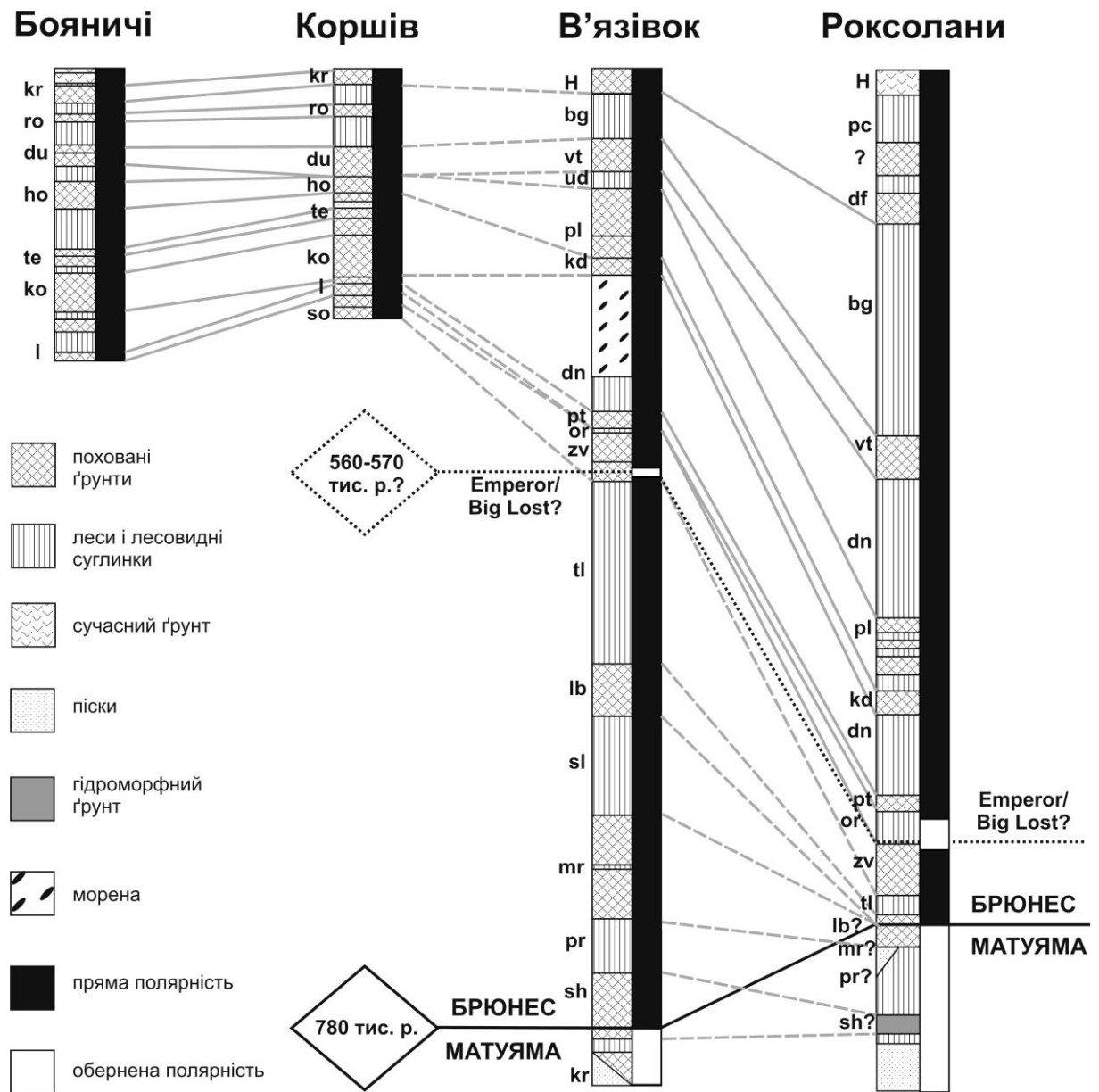


Рис. 5.12. Кореляція досліджених розрізів. Сірими суцільними лініями сполучені горизонти, у стратиграфічному розчленуванні яких немає суперечностей; штриховими – кореляція і/або розчленування яких вважається проблемним. Чорною суцільною лінією проведена кореляція розрізів В'язівок і Роксолани за встановленою границею Матуяма-Брюнес, а пунктирною – умовно зіставлено зони оберненої полярності (попередньо Emperor/Big Lost).

Однак положення границі Матуяма-Брюнес у розрізах Роксолани і В'язівок не співпадає за місцевими стратиграфічними схемами (рис. 5.12), що можна було б пояснити або затримкою магнітного «запису» у ґрунтах або у лесах, або неточним стратиграфічним розчленуванням одного з розрізів [Главацкий и др., 2016]. Навряд чи затримка магнітного «запису» могла на такій незначній площі настільки відрізнятись за тривалістю, «перескочивши» аж два горизонти (мартоносський, приазовський), адже і в розрізі Роксолани, і в розрізі В'язівок границя Матуяма-Брюнес була виявлена в ґрунтах.

Більш ймовірне припущення, що стратиграфічне розчленування одного з розрізів виконано некоректно. На думку здобувача, необхідно переглянути стратиграфічне розчленування саме розрізу Роксолани, адже воно проведено авторами [Богуцький та ін., 2013] лише попередньо. Стратиграфія нижніх горизонтів у публікації [Богуцький та ін., 2013] самими ж авторами поставлена під знак питання. Також автори приділили мало уваги «зайвому» верхньому ґрунту РК₂, який більше ніде в регіоні не описувався і насправді може виявитись давнішим, ніж вважається (рис. 5.12). Очевидно, що вся лесово-ґрунтова товща дещо давніша, що і частково підтверджується альтернативними геохронологічними методами (див. пункт 1.5). Якщо розглядати гіпотезу, що вся товща розрізу Роксолани потребує перегляду стратиграфічного розчленування, а саме «здавнішання», то зону оберненої полярності на рівні підосви орельського – покрівлі завадівського горизонтів (Emperor/Big Lost ?) не можна корелювати з зоною оберненої полярності у розрізі В'язівок на рівні завадівського ґрунту (як на рис. 5.12).

Отже, при спробі скорелювати досліджені розрізи за результатами магнітостратиграфічних досліджень виникають наступні труднощі:

1) у розрізах Бояничі і Коршів не виявлено ні границь змін палеомагнітних епох, ні жодного епізоду чи екскурсу, що не дозволяє скорелювати ці розрізи з іншими об'єктами;

2) у розрізах Роксолани і В'язівок була виявлена границя Матуяма-Брюнес, проте за регіональними схемами стратиграфічно вона потрапляє у різні горизонти.

Загалом коротко можна дати наступну оцінку ситуації, яка склалася на протязі останніх двох десятиліть. До кінця 1990-х рр. в українській стратиграфії на основі масштабних, але застарілих як апаратурно, так і методично, палеомагнітних досліджень більш ніж 60 стратотипових розрізів четвертинних лесово-грунтових товщ та з побудовою магнітостратиграфічної шкали плейстоцену України [Третьяк, Вигилянская, 1994] панувала точка зору, що границя Матуяма-Брюнес проходить у широкінському ґрунті, або, щонайвище, у покрівлі мартоносського. Відповідно до цього виконувалися всі палеогеографічні побудови, враховуючи, що численні спроби датування плейстоценових товщ (термолюмінесцентним, радіовуглецевим методами тощо) не давали узгоджених (тобто достовірних) результатів. У той же час багато дослідників при побудові стратиграфічних схем за основу брали палеомагнітні результати по визначенню границі Матуяма-Брюнес – свого роду «золотого цвяха» четвертинної стратиграфії.

Така ж ситуація склалася у кінці 1990-х – на початку 2000-х рр. з виходом ряду публікацій зарубіжних авторів [Tsatskin et al., 1998; Sartori, 2000; Tsatskin et al., 2001, Dodonov et al., 2006, Gendler et al., 2006], котрі запропонували нову стратиграфічну схему субаеральних відкладів Західного Причорномор'я, яка фактично перекреслювала всю напрацьовану вітчизняну стратиграфію півдня України. Границю Матуяма-Брюнес у розрізі Роксолани було перенесено зарубіжними дослідниками на 10 (!) горизонтів вище у тясминський горизонт на глибину 34 м. Детальний аналіз фактичного матеріалу цих робіт (див. підпункти 1.4.2, 5.2.5) показав, що висновки базуються на суб'єктивній інтерпретації результатів вимірів колекції із декількох десятків зразків лише з одного розрізу. За основу при побудові нової педостратиграфічної схеми було прийнято границю Матуяма-Брюнес, положення якої не підтверджується і суперечить іншим геологічним даним.

До того ж у деяких публікаціях не наведено навіть відомостей, яким методом було отримано палеомагнітні напрямки. Також ігнорується більш ніж сторічне детальне стратиграфічне вивчення території України десятками провідних спеціалістів – стратиграфами, палеонтологами і геоморфологами.

За даними досліджень автора на сучасній високоточній апаратурі, у різних лабораторіях і різними методами, із суцільним відбором і дублюванням зразків з декількох відслонень, у розрізі Роксолани була надійно встановлена границя Матуяма-Брюнес значно нижче, на глибині 46,6 м, що відповідає стратиграфічним і палеонтологічним даним вітчизняних науковців.

У зведеній магніостратиграфічній кореляційній схемі (табл. 5.1) границя Матуяма-Брюнес зіставлена із нижньою частиною широкінського ґрунту на тій підставі, що її стратиграфічна прив'язка у розрізі В'язівки не викликає суперечностей. Втім, автор не вважає цю схему остаточною і пропонує сконцентруватися у подальших дослідженнях на магніостратиграфічній кореляції конкретних літологічних розрізів, а не стратиграфічних схем. Для складення уніфікованої стратиграфічної схеми четвертинних відкладів України необхідне продовження палеомагнітних досліджень на сучасній високоточній апаратурі значно більшої кількості розрізів з різних провінцій.

На об'єктах, де незалежний контроль абсолютного віку відсутній, ідентифікація границі Матуяма-Брюнес дозволяє отримати наймолодшу дату у 780 тис. років тому і проводити кореляцію субаеральних відкладів. Враховуючи дуже малі величини характеристичної компоненти намагніченості у досліджених лесово-ґрунтових товщах, при її вимірах навіть на сучасній надчутливій апаратурі виникають певні труднощі. Тому розраховувати на отримання достовірної інформації відносно елементів тонкої структури геомагнітного поля (епізодів, екскурсів, вікових варіацій), навіть при дуже ретельних дослідженнях лесово-ґрунтових товщ, автор не вважає можливим.

Табл. 5.1. Зведені стратиграфічні схеми України і їх кореляція з ІКС [Богуцький та ін., 2012]

Стратиграфічна шкала		Волино-Поділля (А.Богуцький, 1986, 1990 та ін.)		Центральна частина України (М. Веклич, 1982, 1990)	ІКС	Палеомагнітні епохи	
Розділ	Ланка	Горизонти/підгоризонти		Горизонти (індекси)			
Голоцен		Сучасний ґрунт (<i>H</i>)		Голоценовий ґрунт (<i>hl</i>)	1	БРЮНЕС	
Плейстоцен	Верхня	Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів	Лесовий горизонт	Причорноморський лес (<i>pc</i>)	2		
			Ініціальний ґрунт красилів				
			Лесовий горизонт				
			Ініціальний ґрунт рівне (<i>ro</i>)	Дофінівський ґрунт (<i>df</i>)			
			Лесовий горизонт	Бузький лес (<i>bg</i>)			
			Горизонт соліфлюкції				
		Дубнівський ґрунт (<i>du</i>)	Три накладені один на одного глейові вкопні ґрунти типу дубно	Витачівський ґрунт (<i>vt</i>)	3		
			Лесовий горизонт				
			Два накладені один на одного глейові вкопні ґрунти типу дубно				
	Нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів		Удайський лес (<i>ud</i>)		4		
	Горохівський вкопний ґрунтовий комплекс (<i>ho</i>)		Прилуцький ґрунт (<i>pl</i>)		5		
	Середня	Верхній горизонт середньоплейстоценових лесів		Тясминський лес (<i>ts</i>)			6
		Коршівський вкопний ґрунтовий комплекс (<i>ko</i>)		Кайдацький ґрунт (<i>kd</i>)			7
		Нижній горизонт середньоплейстоценових лесів		Дніпровський лес (<i>dn</i>)			8
	Нижня	Луцький вкопний ґрунт (<i>l</i>)		Завадівський ґрунт третьої стадії ґрунтоутворення (<i>zv₃</i>)			9
		Верхній горизонт нижньоплейстоценових лесів		Орельський лес (<i>or</i>)			10
		Сокальський вкопний ґрунт (<i>so</i>)		Завадівський ґрунт двох перших стадій ґрунтоутворення (<i>zv₁</i> , <i>zv₂</i>)			11
		Нижній горизонт нижньоплейстоценових лесів		Тилігульський лес (<i>tl</i>)			12
		Леси (глейовий горизонт)					
Вкопний ґрунтовий комплекс типу солотвин (<i>sol</i>)		Лубенський вкопний ґрунтовий комплекс (<i>lb</i>)		13 14 15			
Леси (глейовий горизонт, соліфлюкційний горизонт)		Сульський лес (<i>sl</i>)		16			
Вкопний ґрунтовий комплекс типу загвіздя (<i>zg</i>)		Мартоносський вкопний ґрунтовий комплекс (<i>mr</i>)		17			
		Приазовський лес (<i>pr</i>)		18			
		Широкінський ґрунт (<i>sh</i>)		19			
Еоплейстоцен			Іллічівський лес (<i>il</i>)				
			Крижанівський ґрунт (<i>kr</i>)		20		
				Березанський лес (<i>br</i>)		21	
						МАТУЯМА	

Отримані результати петромагнітних і магніостратиграфічних досліджень суттєво доповнюють уявлення про четвертинну стратиграфію України і можуть бути використані фахівцями для вдосконалення стратиграфічних схем, при побудові палеогеографічних реконструкцій, складенні карт-схем природного середовища плейстоцену. Перспективи магніостратиграфічних робіт полягають у подальшому палеомагнітному дослідженні чергових четвертинних об'єктів на території України й інших суміжних регіонів з метою побудови уніфікованої стратиграфічної схеми плейстоцену. Необхідно провести дослідження десятків розрізів, включно уже з опрацьованими, які досліджувалися раніше на застарілій апаратурі, із суцільним відбором зразків і їх дублів. Лише тоді можна буде впевнено будувати єдині стратиграфічні схеми і кореляційні палеокліматичні моделі.

Список використаних джерел

- Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Новые данные по границе Матуяма-Брюнес в разрезе Роксоланы. *Геологічний журнал*. Київ, 2014а. № 2 (347). С. 73-84.
- Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Определение границы Матуяма-Брюнес по результатам палеомагнитных исследований разреза Роксоланы (западное Причерноморье). *Доповіді Національної академії наук України*. Київ, 2014б. № 10. С. 92-98.
- Бахмутов В., Главацкий Д. Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины. *Геофизический журнал*. 2016. Т. 38. № 4. С. 59-74.
- Бахмутов В.Г., Мокряк И.Н., Скарбовийчук Т.В., Якушно В.И. Результаты палеомагнитных исследований разреза дунайских террас и проблемы магнитостратиграфии плейстоцена Западного Причерноморья. *Геофизический журнал*. 2005. Т. 27, № 6. С. 980-991.
- Богуцький А., Ланчонт М., Гожик П., Комар М. Лесовий розріз Роксолани: розташування, історія досліджень, характеристика відкладів. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 47-58.
- Богуцький А., Ланчонт М., Томенюк О., Ситник О. Делювіально-соліфлюкційні процеси й проблеми перевідкладення і датування палеолітичних культурних горизонтів. *Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині*. 2012. Вип. 16. С. 55-64.
- Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Матвишина Ж. Н. Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 32 с.
- Главацкий Д. В., Кузина Д. М., Герасименко Н. П., Бахмутов В. Г. Петромагнетизм и палеомагнетизм четвертичных лессово-почвенных

- отложенный разреза Вязовок (Приднепровская низменность). *Геофизический журнал*. Киев, 2016. Т. 38, № 6. С. 186-193.
- Главацький Д., Бахмутов В., Богуцький А., Волошин П. Петромагнетизм і палеомагнетизм субаеральних відкладів розрізів Бояничі і Коршів (Волинська височина). *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. Київ, 2016. № 1(72). С. 43-51.
- Гожик П. До питання вивчення розрізу Роксолани. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 17-33.
- Третяк А. Н., Вигилянская Л. И. Магнитостратиграфическая шкала плейстоцена Украины. *Геофизический журнал*. 1994. № 2, т. 16. С. 3-14.
- Butler R. F. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Boston: Blackwell Scientific Publications. 1992. 319 p.
- Dodonov A. E., Zhou L. P., Markova A. K., Tchepalyga A. L., Trubikhin V. M., Aleksandrovski A. L., Simakova A. N. Middle-Upper Pleistocene bioclimatic and magnetic records of the northern Black Sea coastal area. *Quaternary International*. 2006. Vol. 149. P. 44-54.
- Du Pasquier J. Environmental paleomagnetic study of the loess/paleosol sequence from Roxolany (Ukraine). *Diploma Thesis*. Zürich, 1999. 59 p.
- Gendler T. S., Heller F., Tsatskin A., Spassov S., Du Pasquier J., Faustov S. S. Roxolany and Novaya Etuliya – key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quaternary International*. 2006. Vol. 152-153. P. 78-93.
- Hlavatskyi D. Determination of the Matuyama-Brunhes boundary in the loess-paleosol sequence at Vyazivok (Ukraine). *Научные труды Sworld*. Иваново, 2016. № 45, т. 9. С. 20-26.
- Man O. On the identification of magnetostratigraphic polarity zones. *Studia Geophysica at Geodaetica*. 2008. Vol. 52. P. 173-186.
- Matviishina Zh., Mel'nichuk I., Perederyi V., Gerasimenko N. Vyazivok section. *The Ukraine Quaternary explored. Excursion guide of the SEQS 2001*

conference, Ukraine. 2001. P. 23-36.

- Sartori M. The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis. Doctor of Natural Sciences Thesis. Zürich, 2000. 231 p.
- Tsatskin A., Heller F., Gendler T.S., Virina E.I., Spassov S., Du Pasquier J., Hus J., Hailwood E.A., Bagin V.I., Faustov S.S. New scheme of terrestrial paleoclimate evolution during the last 1.5 Ma in the western Black Sea region: integration of soil studies and loess magnetism. *Phys. Chem. Earth (A)*. 2001. Vol. 26., № 11-12. P. 911-916.
- Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A. Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E.I. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. Vol. 143. P. 111-133.

ВИСНОВКИ

Дослідження магнітних властивостей четвертинних лесово-грунтових відкладів, які відслонюються у розрізах Бояничі і Коршів (Волинська височина), Роксолани (Причорноморська низовина), В'язівок (Придніпровська низовина), дали змогу визначити просторово-часовий характер змін петромагнітних параметрів і провести достовірне магніостратиграфічне розчленування лесово-грунтових серій України.

1. За характером поведінки петромагнітних параметрів уперше запропоновано районування субаеральної формації України на «північну» і «південну» провінції. Встановлено, що магнітні властивості четвертинних лесово-грунтових відкладів розрізу Роксолани у «південній» провінції формувалися відповідно до «китайського» (педогенного) механізму, тобто за рахунок утворення дрібних суперпарамагнітних частинок. Магнітна сприйнятливість змінюється в залежності від літології, маючи підвищені значення у ґрунтах і понижені в лесах, а у магнітній фракції переважають дрібні псевдооднородні зерна. Така ж поведінка петромагнітних характеристик спостерігається у лесово-грунтових відкладах Китаю, Європи, Середньої Азії, Африки.

2. Магнітна сприйнятливість відкладів розрізів Бояничі, Коршів і В'язівок у «північній» провінції не залежить від літології, а у ґрунтах концентрація магнітожорстких мінералів підвищена. Виявлено значний вклад гематиту у залишкову намагніченість і парамагнітних мінералів у коерцитивні параметри. Це вказує на інший тип ґрунтоутворення, ніж у Причорномор'ї, що могло бути зумовлено близькістю розрізів Бояничі, Коршів і В'язівок до льодовикового щита. Подібний характер зміни магнітної сприйнятливості і магнітної жорсткості спостерігається також у лесово-грунтових серіях Польщі, Аргентини, Пакистану, Сибіру. За перерахованими ознаками відклади «північної» провінції віднесено до проміжного «сибірського» типу субаеральних відкладів із домінуванням вкладу педогенних чинників. Така

поведінка петромагнітних характеристик лесово-грунтових відкладів України виявлена вперше, тобто вперше встановлено перехідний механізм формування магнітних властивостей лесово-грунтових серій України двох типів – «китайського» із посиленням у напрямку на північ впливу «сибірського» типу.

3. Лесово-грунтові товщі Волинської височини формувалися в епоху прямої полярності Брюнес, тобто їх вік менше 780 тис. років. У розрізах не виділено епізодів оберненої полярності та границі Матуяма-Брюнес, тому виконати їх магніостратиграфічну кореляцію з лесово-грунтовими товщами інших регіонів неможливо.

4. У розрізах Роксолани і В'язівок встановлено границю Матуяма-Брюнес. У розрізі Роксолани вона проходить на глибині 46,6 м на межі двох ґрунтів, які за стратиграфічним розчленуванням [Богущкий та ін., 2013] відповідають лубенському й мартоносському горизонтам. Це не підтверджує результати попередніх досліджень [Tsatskin et al., 1998, 2001 та ін.], в яких границю М/Б визначено в тясминському горизонті (L₆) на глибині 34 м. У розрізі В'язівок границю М/Б встановлено на глибині близько 56,2 м у нижній частині ґрунту, який за стратиграфічним розчленуванням [Matviishyna et al., 2001] належить до широкінського горизонту. У завадівському горизонті цих розрізів виявлено епізод оберненої полярності, ймовірно, Emperor/Big Lost (560-570 тис. років тому). Епізоди оберненої полярності у межах епохи прямої полярності Брюнес важко ідентифікувати у четвертинних відкладах України через слабкий магнітний сигнал навіть з використанням сучасної високоточної апаратури.

5. Для пояснення протиріччя у стратиграфічному положенні границі М/Б у розрізах Роксолани і В'язівок запропоновано дві гіпотези. Згідно з першою, мала місце затримка магнітного «запису» у ґрунтах, що пов'язано із впливом процесів педогенезу на магнітні характеристики, палеогеографічними особливостями формування вторинної намагніченості у різних провінціях. Згідно з другою, на думку автора, більш ймовірною, стратиграфічне

розчленування одного з розрізів, а саме Роксолани, є некоректним і потребує уточнення. У зведеному магніостратиграфічному розрізі вивчених лесово-грунтових серій границя Матуяма-Брюнес зіставлена із нижньою частиною широкінського ґрунту, оскільки стратиграфічне розчленування розрізу В'язівок суперечностей не викликає.

Отримані результати удосконалюють уявлення про стратиграфію четвертинних лесово-грунтових товщ України і можуть бути використані фахівцями для корекції місцевих стратиграфічних схем і побудови палеогеографічних реконструкцій. Вирішення проблеми магніостратиграфічного положення границі Матуяма-Брюнес є одним із фундаментальних питань палеогеографії, стратиграфії і палеокліматології плейстоцену.

Представлені в роботі результати дисертаційного дослідження впроваджено в навчальний процес географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка і включено в курс «Палеогеографія антропогену», який викладається студентам 2 курсу освітньо-кваліфікаційного рівня «магістр» денної форми навчання (див. додаток Б).

Тема роботи не втрачає актуальності й повинна бути продовжена. Вбачається перспективним комплексне дослідження палеомагнітним і петромагнітним методами у співпраці з провідними спеціалістами-стратиграфами десятків опорних розрізів на території України й суміжних регіонів з метою побудови єдиної стратиграфічної схеми плейстоцену. Також багато питань петромагнетизму потребують подальшого вивчення. Це стосується необхідності отримання петромагнітних даних в областях переходу між провінціями і меншими регіонами. У петромагнітному відношенні ці області мало досліджені, а такі дані важливі для розробки палеокліматичної реконструкції всієї території України.

Список використаних джерел

- Бахмутов В. Г., Мокряк И. Н., Скарбовийчук Т. В., Якушно В. И. Результаты палеомагнитных исследований разреза дунайских террас и проблемы магнитостратиграфии плейстоцена Западного Причерноморья. *Геофизический журнал*. 2005. Т. 27, № 6. С. 980-991.
- Богущий А., Ланчонт М., Гожик П., Комар М. Лесовий розріз Роксолани: розташування, історія досліджень, характеристика відкладів. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 47-58.
- Gozhik P., Gerasimenko N. The lower and middle Pleistocene of Ukraine. *Quaternary studies in Ukraine*. Kyiv, 2011. P. 9-26.
- Matviishina Zh., Mel'nichuk I., Perederyi V., Gerasimenko N. Vyazivok section. *The Ukraine Quaternary explored. Excursion guide of the SEQS 2001 conference, Ukraine*. 2001. P. 23-36.
- Tsatskin A., Heller F., Gendler T.S., Virina E.I., Spassov S., Du Pasquier J., Hus J., Hailwood E.A., Bagin V.I., Faustov S.S. New scheme of terrestrial paleoclimate evolution during the last 1.5 Ma in the western Black Sea region: integration of soil studies and loess magmatism. *Phys. Chem. Earth (A)*. 2001. Vol. 26., № 11-12. P. 911-916.
- Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A. Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E.I. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1998. Vol. 143. P. 111-133.

ДОДАТКИ

Додаток А

Список публікацій здобувача

В яких опубліковано основні наукові результати дисертації

1. Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Новые данные по границе Матуяма-Брюнес в разрезе Роксоланы. *Геологічний журнал*. Київ, 2014. № 2 (347). С. 73-84.
2. Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Определение границы Матуяма-Брюнес по результатам палеомагнитных исследований разреза Роксоланы (западное Причерноморье). *Доповіді Національної академії наук України*. Київ, 2014. № 10. С. 92-98.
3. Бахмутов В. Г., Главацкий Д. В. Проблемы магнитостратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины. *Геофизический журнал*. Киев, 2016. Т. 38, № 4. С. 59-75.
4. Главацкий Д. В., Кузина Д. М., Герасименко Н. П., Бахмутов В. Г. Петромагнетизм и палеомагнетизм четвертичных лессово-почвенных отложений разреза Вязовок (Приднепровская низменность). *Геофизический журнал*. Киев, 2016. Т. 38, № 6. С. 186-193.
5. Главацький Д., Бахмутов В., Богуцький А., Волошин П. Петромагнетизм і палеомагнетизм субаеральних відкладів розрізів Бояничі і Коршів (Волинська височина). *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. Київ, 2016. № 1(72). С. 43-51. *Входить до міжнародної наукометричної бази Web of Science.*
6. Главацкий Д. Интерпретация результатов петромагнитных и палеомагнитных исследований лессов Волынской возвышенности. *Научный взгляд в будущее*. Одесса, 2016. № 4, т. 5. С. 72-77. *Входить до міжнародних наукометричних баз Index Copernicus, РИНЦ.*
7. Hlavatskyi D. Determination of the Matuyama-Brunhes boundary in the loess-paleosol sequence at Vyazivok (Ukraine). *Научные труды Sworld*. Иваново, 2016. № 45, т. 9. С. 20-26. *Входить до міжнародних наукометричних баз Index Copernicus, РИНЦ.*

8. Bakhmutov V. G., Kazanskii A. Yu., Matasova G. G., **Glavatskii D. V.** Rock magnetism and magnetostratigraphy of the loess-sol series of Ukraine (Roksolany, Boyanychi, and Korshev Sections). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth (Fizika Zemli)*. Pleiades Publishing Ltd., 2017. Vol. 53, № 6. P. 864-884. *Входить до міжнародних наукометричних баз ASFA, Academic OneFile, Astrophysics Data System (ADS), Chemical and Earth Sciences, Current Contents/Physical, EBSCO, Gale, GeoRef, Google Scholar, INSPEC, Journal Citation Reports/Science Edition, OCLC, Petroleum Abstracts, SCImago, Scopus, Science Citation Index Expanded (SciSearch), Summon by ProQuest.*

Які засвідчують апробацію матеріалів дисертації

9. **Главацький Д. В.** Магнітостратиграфія плейстоцену Волинської височини. *II Всеукр. молодіжна конференція-школа «Сучасні проблеми геологічних наук»*, 12-15 квітня 2010 р., Київ, Україна.

10. **Главацький Д. В.** Магнітостратиграфія та її роль у геології. *IV Всеукр. конференція-школа «Сучасні проблеми геологічних наук»*, 16-20 квітня 2012 р., Київ, Україна. GPH-33.

11. Бахмутов В. Г., **Главацький Д. В.** Палеомагнітні дослідження розрізу Роксолани: огляд попередніх робіт і нові попередні результати. *Лесовий покрив Північного Причорномор'я. Збірник наукових праць (до XVIII українсько-польського семінару. Роксолани, 8-13 вересня 2013 р.)*. Люблін: KARTPOL s.c. Lublin, 2013. С. 72-83.

12. **Главацький Д. В.** Магнітостратиграфія плейстоцену і границя Матуяма-Брюнес у лесово-грунтовій формації України. *XIV Міжнародна Конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти»*, 11-14 травня 2015 р., Київ, Україна.

13. **Главацький Д. В.** Палеомагнітні дослідження плейстоценових відкладів лесово-грунтових розрізів України. *Тези доповідей XIX українсько-польського семінару «Леси і палеоліт Поділля» (м. Тернопіль, 23-27 серпня 2015 р.)*. Львів, 2015. С. 52-53.

14. Главацький Д. В. Магнетизм лесового розрізу В'язівок (Полтавська обл.). *Матеріали VI Всеукраїнської молодіжної наукової конференції-школи «Сучасні проблеми геологічних наук» (м. Київ, 14-16 квітня 2016 р.)*. Київ, 2016. С. 99-102.

15. Hlavatskyi D. V., Bakhmutov V. G. New data on the stratigraphic position of the Matuyama-Brunhes boundary in loess-palaesol sequence at Roxolany (Western Black Sea region). *International Conference on Paleomagnetism and Rock Magnetism (Kazan, 2-7 October, 2017): Book of abstracts*. Kazan: Kazan University Press, 2017. P. 33.

Додаток Б

Затверджую

декан географічного факультету
Київського національного університету
імені Тараса Шевченка
доктор економічних наук, професор
факультет
І.Б. Олійник



АКТ РЕАЛІЗАЦІЇ

наукових досліджень Главацького Дмитра Вікторовича

Комісія у складі голови – завідувача кафедри ґрунтознавства та геоморфології географічного факультету КНУ ім. Т. Шевченка, доктора географічних наук, проф. Бортника С.Ю., членів – доктора географічних наук, проф. Герасименко Н.П. і кандидата географічних наук Погорільчук Н.М. розглянула результати наукових досліджень м.н.с. Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України Главацького Дмитра Вікторовича та підтверджує, що отримані ним результати петромагнітних і магнітостратиграфічних досліджень четвертинних лесово-ґрунтових відкладів України, зокрема дані про стратиграфічне положення палеомагнітної границі Матуяма-Брюнес, використовуються у навчальному процесі географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка у курсі «Палеогеографія антропогену», який викладається студентам 2 курсу освітньо-кваліфікаційного рівня «магістр» денної форми навчання (напрямок 0401 – «природнича географія», спеціальність – «географія», спеціалізація – «геоморфологія та палеогеографія»).

Голова комісії, зав. кафедри
ґрунтознавства та геоморфології
Київського національного університету
імені Тараса Шевченка,
доктор географічних наук,
професор

 С.Ю. Бортник

Члени комісії:

Доктор географічних наук, професор

 Н.П. Герасименко

Кандидат географічних наук, доцент
«06» вересня 2017 р.

 Н.М. Погорільчук