



УНИВЕРЗИТЕТ У НОВОМ САДУ  
ПРИРОДНО-МАТЕМАТИЧКИ ФАКУЛТЕТ  
ДЕПАРТМАН ЗА ГЕОГРАФИЈУ, ТУРИЗАМ И  
ХОТЕЛИЈЕРСТВО



Биљана Д. Басарин

**Идентификовање и анализа  
Миланковићевих циклуса записаних у  
лесно-палеоземљишним секвенцама у  
Војводини**

- докторска дисертација -

Нови Сад, 2011. године

# ПРЕДГОВОР

*“Somewhere, something incredible is waiting to be known.”*

*Dr. Carl Sagan*

*На пут инспирисан Миланковићем и његовим циклусима који су на разне начине скривени око нас кренула сам 2009. године. Тај пут, некад трновит, некад поплочан златним циглама донео ми је много радости и много драгоцених познанстава. Стигавши до само једног малог његовог дела написала сам ову докторску дисертацију. Међутим, све ово не бих успела без људи који су ми веома много помогли.*

*Велику захвалност дугујем ментору проф. др Слободану Марковићу, за несебичну подршку и стрпљење да одговори на безброј мојих питања. Захваљујући проф. Слободану Марковићу и његовим визионарским идејама, скупила сам довољно храбрости да се упустим у писање докторске дисертације са овом темом.*

*Велика ми је част да се захвалим проф. др Љупчету Миљковићу, проф. др Ненаду Теофанову, проф. др Миливоју Гаврилову и доц. др Анђелки Ковачевић на драгоценим саветима и времену које су ми посветили.*

*Од момента када сам разговарала са проф. др Кеном О'Хара Дандом на конференцији „Геотрендс“ о теми докторске дисертације, није престајало његово интересовање за мој напредак као и његова помоћ. Захваљујући њему стекла сам веће поуздање да резултати до којих полако стижемо стварно доказују Миланковићеве циклусе.*

*Заједно са проф. др Кеном О'Хара Дандом мој напредак је пратио и проф. др Иан Смали. Његова велика подршка и бројне књиге и уџбеници које ми је послао значило ми је много.*

*Др Улрих Хамбах имао је довољно стрпљења да љубазно и потпуно одговори на сва моја питања. Захваљујући њему и његовом труду добијени су резултати мерења магнетног суцептибилитет коришћени у овој студији.*

*Моји пријатељи Тин, Ђорђе и Мирослав заслужују посебну захвалност. Тине, хвала ти што си и поред својих бројних обавеза успео да ми помогнеш у исправкама радне верзије доктората. Боле, Мики и Тине, хвала вам што сте увек били уз мене, имали разумевања и речи утехе за сваки мој проблем, за сваку препреку на мом путу. Без вас и нашег пријатељства било би много теже завршити овај део мог рада.*

*Мом Немањи, који је ноћима седео поред мене, који је знао како да помогне када је помоћ била најпотребнија, који је знао да ме утеши и насмеје када ми је све изгледало лоше, који ме воли безрезервно и без кога ја не бих била ово што јесам, посвећујем овај рад.*

*Моји родитељи, Драган и Савета, такође, заслужују посебну захвалност. Увек сте имали снаге, разумевања и воље да ме саслушате, да помогнете. Знање да имам вашу безусловну љубав, подршку и разумевање давало ми је снаге да наставим у тренутцима када ми је било тешко и када сам наилазила на проблеме.*

*Желим да се захвалим свима који су били уз мене, који су пратили и подржавали мој избор и мој рад.*

*Тakoђе, волела бих да се захвалим колегама Небојши Милојковићу, мр Млађену Јовановићу, др Тивадару Гаудењију јер су уложили труд да на терену прикупе узорке.*

*Нови Сад, 14.04.2011. године*

*мр Биљана Басарин*

# САДРЖАЈ

<b>1. УВОД</b>	<b>6</b>
1.1 Формирање и распрострањење лесно-палеоземљишних секвенци	33
1.2 Преглед досадашњих истраживања леса са аспекта конструкције временске скале и идентификовања Миланковићевих циклуса	38
1.3 Лес у Војводини	50
<b>2. МАТЕРИЈАЛ И МЕТОДЕ ИСТРАЖИВАЊА</b>	<b>60</b>
2.1 Опис локалитета и узимање узорака	61
2.2 Магнетни сусцептибилитет и његов значај за палеоклиматска истраживања	64
2.3 Методе за конструкцију временске скале	68
2.4 Спектрална и вејвлет анализа	78
<b>3. РЕЗУЛТАТИ</b>	<b>84</b>
3.1 Стратиграфија	84
3.2 Магнетни сусцептибилитет	88
3.3 Палеомагнетна мерења	93
3.4 Временске скале војвођанског леса	95
3.5 Резултати спектралне анализе (Брзе Фуријеове трансформације)	99
3.6 Резултати вејвлет анализе	101
<b>4. ДИСКУСИЈА</b>	<b>104</b>
4.1 Корелација са профилима на Кинеском Лесном Платоу и варијацијама $\delta O^{18}$	104
4.2 Палеоклиматске транзиције и трендови записану у лесу Војводине	114
4.3 Миланковићеве циклуси у лесу – орбитални темпо	122
<b>5. ЗАКЉУЧАК</b>	<b>131</b>
<b>6. ЛИТЕРАТУРА</b>	<b>134</b>

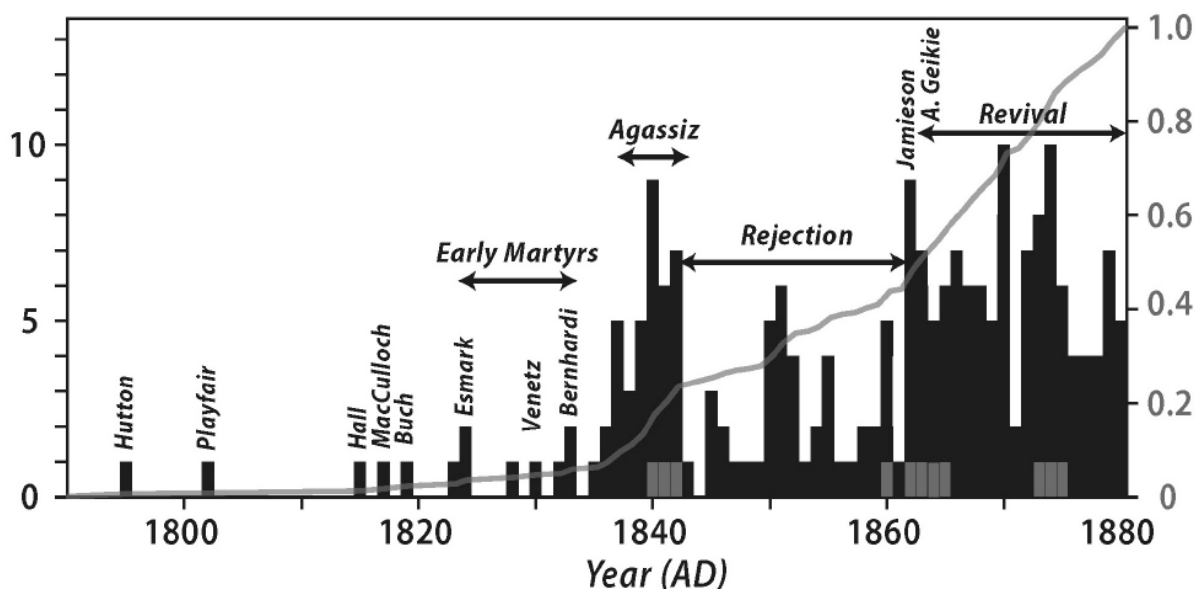
## 1. УВОД

Још од времена Галилеа и Њутна па све до краја 18. века научници су тражили начин да разумеју универзум кроз објашњења фиксних (безвременских) закона, насталих још у доба постања. Почетком 19 века, уважавајући схватање да фосили у ствари представљају изумрле биљне и животињске врсте Жорж Кувје (Georges Cuvier) и Александар Бронгиат (Alexandre Brongniart), почели су да реконструишу "прошле светове" на основу стратиграфске геологије. Са овим се родило схватање да се процеси који се данас одвијају на површини наше планете једино могу разумети у контексту њене историје. Историјска геологија утабала је пут другим наукама које изучавају системе који се мењају током времена, као што су биологија, астрономија, космологија (Hoffman, 2008).

Када су геолози у северној Европи и Северној Америци почели да реконструишу "прошле светове", сусрели су се са проблемом интерпретације најмлађих слојева плеистоцена или новог плиоцена како су га тада звали. Велики стеновити блокови лежали су на формацијама потпуно различитог геолошког састава. Наслаге на северу Шкотске садржале су фосиле арктичке фауне што је указивало на хладнију климу, а њихово маринско порекло на привремено спуштање копна испод нивоа мора. Многи наноси градили су гребене оријентисане попречно у односу на долину у којој су се налазили, а који су лежали су на чврстим стенама које су биле избраздане од стране неке непознате али веома велике силе (Hoffman, 2008). Првобитно је настанак ових наслага и облика у рељефу тумачен великим библијским Потопом, међутим алтернативно решење, оно које је ове облике објашњавало деловањем планинских и великих континенталних ледника пружили су Норвежанин Јенс Есмарк (Jens Esmark), 1824. године, Швајцарац Ињас Венец (Ignace Venetz), 1830. године, Немац Рајнхарт Бернарди (Reinhard Bernhardt), 1832. године. Глацијална теорија довела је до револуције у посматрању и објашњењу великих лутајућих блокова, избразданих стена и великих наслага у долинама након Агасизовог (Louis Agassiz) чувеног Нешателског предавања (Слика 1) (Имбри и Палмер-Имбри, 1981).

Луј Агасиз тврдио је да се некадашњи континуирани ледени покривач простирао по великом делу Европе. Тај период у развоју Земље назвао је леденим добом (Имбри и Палмер-Имбри, 1981). Узбуђење је било кратког даха, јер су најеминентнији европски научници попут Александра фон Хумболта (Alexander von Humboldt) упућивали снажне критике.

Свој тријумф глацијална теорија доживљава у радовима Томаса Џејмисона (Thomas Jamieson) и браће Гејки (Geikie) почетком 1862. године (Hoffman, 2008).



Слика 1. Хистограм који показује број научних радова (црна боја) и књига које истражују проблеме леденог доба (према Hoffman, 2008).

Након што је глацијална теорија прихваћена, научници су се суочили са питањем постанка ледених доба. Постојало је много теорија, али само једна је представљала важан корак ка разумевању и одгонетању настанка леденог покривача на Земљи.

Жозеф Алфонс Адемар (Joseph Alphonse Adhemar), париски математичар, 1842. године објавио је књигу *Револуција мора* (*Révolutions de la mer. Déluges périodiques*), па се та година узима за годину рођења астрономске теорије (Имбри и Палмер-Имбри, 1981). Адемар је сматрао да промене параметара Земљине орбите доводе до климатских промена. Адемарова теорија заснована је на познатој прецесији равнодневничких тачака. Сматрао је да глацијације настају због различите дужине годишњих доба. Глацијације, које настају јер зима дуже траје, јављале би се наизменично на Северној и Јужној полулопти сваких 11.000 година (Paillard, 2001). Наслов Адемарове књиге *Револуција мора* помало је необичан назив за орбиталну теорију ледених доба, он пре свега алудира на његов покушај да реши проблем спуштање копна испод нивоа мора. Адемар је сматрао да је Антарктички ледени покривач толико моћан да поремети центар Земљине масе, узрокујући тако да ниво мора на заглечереној хемисфери расте, а спушта се на супротној. (Имбри и Палмер-Имбри, 1981; Hoffman, 2008).

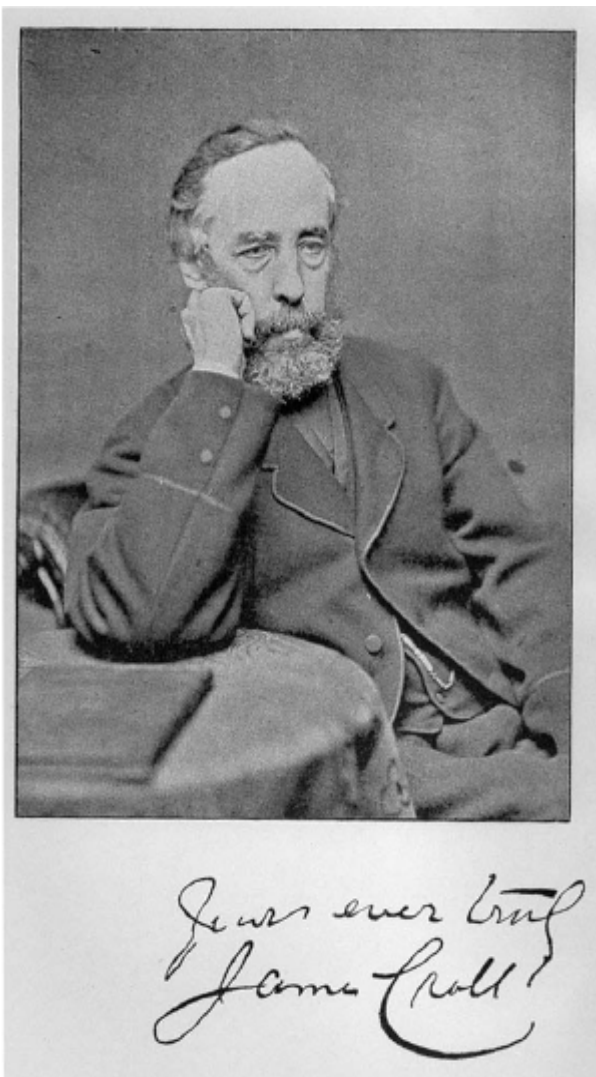
Идеју о утицају параметара Земљине орбите на смену глацијалних и интерглацијалних периода даље је разрадио Џејмс Крол (James Croll). Крол је елаборирао прву астрономску теорију палеоклиматских промена.

Џејмс Крол (Слика 2) рођен је 1821, одрастао је на фарми у сеоцету Волфцил, није се формално образовао. Када је имао 11 година дошао је у контакт са научним часописом што је представљало прекретницу у његовом животу. Од тог датума, успевао је да сам настави учење, да би веома брзо упознао основна начела механике, пнеуматике, оптике, науке о топлоти, електрицитету и магнетизму (Имбри и Палмер-Имбри, 1981; Fleming, 2006).

Због физичких недостатака и болести Крол је променио много занимања, од столара, продавца чаја, хотелијера, продавца осигурања до настојника у Андерсеновом колеџу и Музеју у Глазгову.

Његови физички недостаци као и време између два запослења омогућили су му да се бави проучавањем филозофских и метафизичких списа. Крол је објавио прво

дело 1857. године под насловом *Филозофија теизма*, када му је било 37 година и док је радио као продавац осигурања. Када се запослио на Андерсеновом колеџу имао је приступа богатој научној библиотеци, па је тако могао да настави са усавршавањем и упознавањем нових наука. Поред тога, посао настојника донео му је и познанства са Сер Вилијам Томпсоном (Sir William Thompson) и Лордом Кевинотом (Lord Kelvin). Захваљујући томе што је слободно време проводио у библиотеци објавио је већи број научних радова, прво из области физике, студије о електрицитету и топлоти, а потом је своја интересовања усмерио ка геологији. Како се у научним геолошким круговима расправљало о узроцима леденог доба, Крол је посебну пажњу посветио управо том проблему. Његов рад “On the Physical Cause of the Change of Climate During Geological Epochs,” објављен у *Philosophical Magazine*



Слика 2. Џејмс Крол (Fleming, 2006)

1864. године, привукао је велику пажњу еминентних научника из Шкотске и Енглеске (Fleming, 2006).

Године 1867. Крол се преселио у Единбург где је био запослен у Шкотској геолошкој служби. Арчибалд Гејки (Archibald Geikie) тадашњи директор службе охрабривао је Крола да настави са својим истраживањима, па је он поред теоријског рада на орбиталној теорији одлазио често и на терен. Своје схватање о цикличној смени глацијалних и интерглацијалних периода поткрепио је доказима на терену уз помоћ сарадника и пријатеља Џејмса Гејкија (James Geikie).

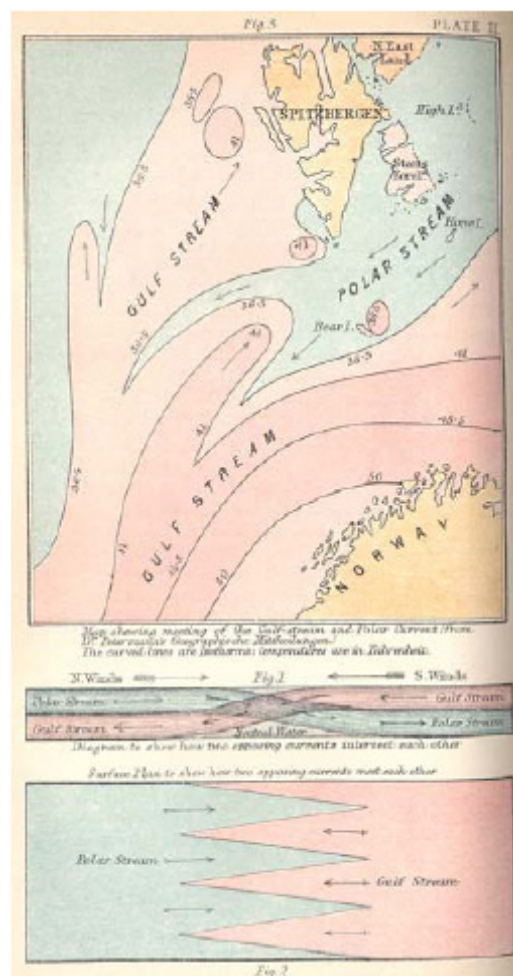
Године 1875. Џејмс Крол је објавио књигу *Клима и време (Climate and Time)*, дело које је штампао у закашњењу од седам година због лошег здравља, али дело вредно дивљења које је оставило дубок и неизбрисив траг на геологе широм света. У овој књизи Крол је објединио своје погледе и схватања на узроке настанка ледених доба.

Након што је отишао у пензију Крол није престајао да чита и пише, па је објавио још две књиге *Дискусије о клими и космологији (Discussions on Climate and Cosmology)* 1886. године и *Стеларна револуција и њен однос на геолошко време (Stellar Evolution and its Relations to Geologic Time)* 1889. године. Написане су као одговор на критике и као шанса да даље развије, илуструје и потврди своју теорију о томе да секуларне промене параметара Земљине орбите утичу на промене климатских прилика (Fleming, 2006).

Крол је током свог боравка и рада на Андерсеновом колеџу дошао у посед Адемарове књиге у којој је изложена теорија ледених доба и увидео да је француски математичар своје схватање засновао само на једном орбиталном параметру. За разлику од Адемара, који је тврдио да разлике у дужини годишњих доба доводе до смене хладних и топлих периода, Крол је био уверен да иза ових процеса мора стајати још неки астрономски узрок. Истраживања Леверијеа о промени издужености Земљине орбите закупила су пажњу Крола. Леверије је применом Њутновог закона гравитације израчунао како се Земљин орбитални ексцентрицитет мењао. Наиме, свака планета Сунчевог система својом гравитационом силом тежи да избаци Земљу из њене правилне елиптичне путање око Сунца. Будући да се планете крећу различитим брзинама, гравитациона сила којом оне делују на нашу планету се током времена мења. Леверије је израчунао промене орбиталног ексцентрицитета и нагиба Земљине осе ротације за последњих 100.000 година, и те резултате објавио 1843. године (Имбри и Палмер-Имбри, 1981).

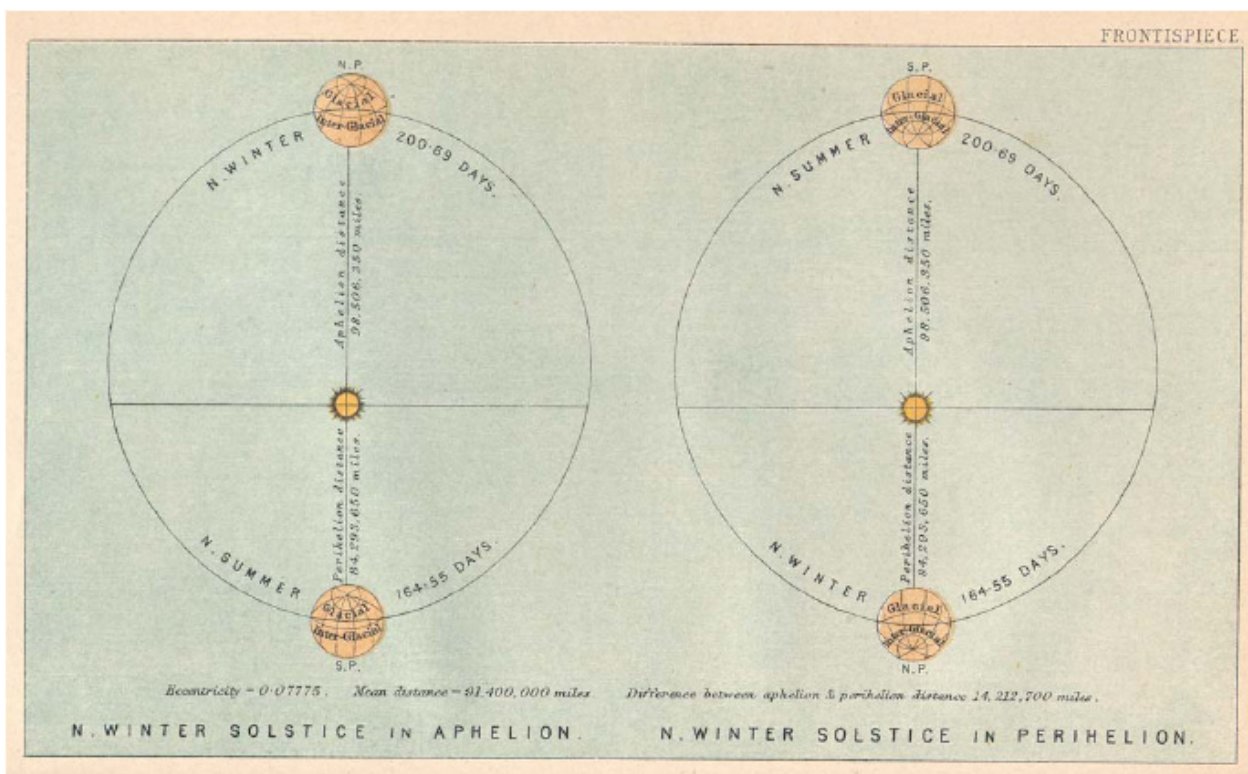


Примењујући калкулације Леверијеа и проширујући их на период од око четири милиона година, Крол је изнео схватање да се орбитални ексцентрицитет може сматрати одговорним за смену глацијалних и интерглацијалних периода. У својим израчунавањима је, такође, открио да се периоди високог ексцентрицитета смењују са периодима ниског ексцентрицитета сваких 100.000 година. Иако су истраживања Леверијеа показала да на количину сунчеве топлоте не утиче ексцентрицитет, Крол је био убеђен да количина инсолације коју наша планета прими током сваког годишњег доба зависи од ексцентрицитета њене орбите. Узео је у обзир и фидбек ефекте, као што је алbedo, облаци и магла, океанске струје и тврдио да сваку промену у сунчевом зрачењу прате и повећавају промене на Земљи и у атмосфери (Слика 3). Према томе, сматрао је да је зима кључно годишње доба за настанак ледених доба, због смањене инсолације и фидбек ефеката (Fleming, 2006).



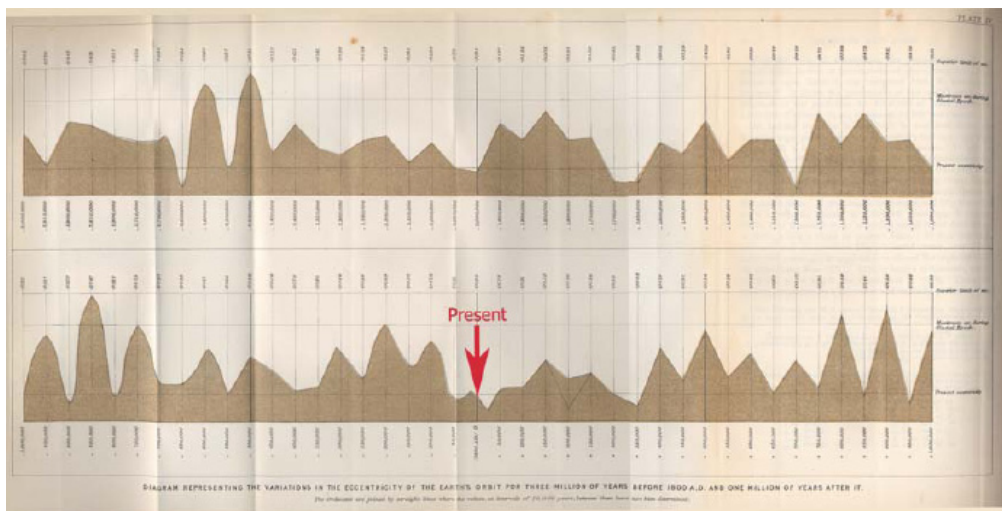
Слика 3. Кролови фидбек механизми  
(Fleming, 2006)

Кролова астрономска теорија узима у обзир и прецесију еквиноција. Показао је да промене ексцентрицитета орбите делују и на промене прецесије, која доводи до промене интензитета годишњих доба. Сматрао је да се у периодима ниског ексцентрицитета јављају зиме које нису ни сувише хладне ни сувише топле. Међутим, током интервала високог орбиталног ексцентрицитета, зиме би биле изузетно топле када би зимске краткодневнице настале близу Сунца, а изузетно хладне када би се нашле на дужем крају орбите (Слика 4) (Имбри и Палмер-Имбри, 1981; Fleming, 2006).



Слика 4. Кролово виђење настанака глацијалних и интерглацијалних периода у зависности од ексцентрицитета и прецесије (Fleming, 2006)

На основу својих убеђења да ће се ледено доба јавити на једној од хемисфера ако се покlope два услова, издужена орбита и зимска краткодневница далеко од Сунца, Крол је израчунао промене ексцентрицитета Земљине орбите за четири милиона година (Слика 5) (Fleming, 2006).



Слика 5. Кролови прорачуни промене ексцентрицитета за три милиона година уназад од 1800. године и милион година у будућности (Fleming, 2006)

Кролова теорија оставила је велики и дубок утицај на научни свет, покрећући бројне и жестоке дискусије. Астрономска теорија ледених доба развијала се и расла од 1864. до 1890. године у раду Џејмса Крола. Колики је значај имао његов рад говори и податак да је Миланковић Кролову теорију сматрао изванредном, најзначајнијом, јер је њен аутор препознао утицај промена орбиталног ексцентрицитета на трајање годишњих доба (Fleming, 2006).

Међутим, због нетачности и несигурности као и неслагању времена почетка и краја глацијалне епохе (Крол је сматрао да је глацијална епоха почела пре око 250.000 година, а завршила се пре око 80.000 година) са стратиграфским записима, као и због Кролове тврдње да хемисфере наизменично пролазе кроз хладније периоде његова теорија је била одбачена као нетачна скоро 30 година (Имбри и Палмер-Имбри, 1981; Bryson, 2003; Fleming, 2006).

Астрономска теорија ледених доба поново је оживљена радом Милутина Миланковића почетком XX века. Између Два светска рата решење проблема тајне узрока ледених доба појавило се у раду Милутина Миланковића, професора примењене математике на Београдском универзитету.

Милутин Миланковић рођен је у Даљу код Осјека 1879. године, као шесто дете богате и веома цењене породице. Генерацијама уназад породица је полагала на образовање и науку веома много пажње. За образовање Милутина Миланковића бринули су се његова мајка и ујак јер му је отац умро кад је био веома млад. Гимназију је завршио у Осјеку, и у свом професору математике Владимиру Варићаку, који га је увео у мистериозне али прелепе воде математике, пронашао пријатеља и саветника. Студирао је грађевину у Бечу где је и дипломирао 1902. године. Захваљујући свом блиставом уму успео је да докторира само две године касније и тако постане први Србин доктор техничких наука. Након кратке али блиставе каријере враћа се у Београд где ради на Универзитету као професор примењене математике која је укључивала небеску механику, теоријску физику и рационалну механику (Petrović and Marković, 2009; Grubić, 2006; Petrović, 2009)



Слика 6. Милутин Миланковић  
(Grubić, 2006)

На Београдском универзитету Миланковић се посветио решавању веома сложеног али и веома важаног проблем, узрок настанка ледених доба, применом егзактних математичких и астрономских прорачуна. Добро је познавао математику, небеску механику и теоријску физику што га је довело до убеђења да је могуће израчунати секуларне варијације у дистрибуцији соларне радијације на површини наше планете коришћењем јасних и прецизних математичких прорачуна. Ту прву идеју пратиле су деценије систематског и детаљног рада. Тачно је знао шта треба да се уради и израчуна и сам је тврдио да је у потпуности био убеђен да је у могућности да то изведе до краја (Grubić, 2006).

Миланковић је, у сарадњи са својим колегама и пријатељима професорима Београдског универзитета, дошао до сазнања о ранијим радовима о астрономској теорији ледених доба. У свом монументалном делу *Канон осунчавања Земље* спомиње радове Адемара и Крола истичући да нико од њих није у потпуности тачно узео у обзир варијабилност астрономских елемената који утичу на количину топлоте која стиже до наше планете.

Први научни рад везан за стварање математичке теорије климе објавио је 1912. године. На самом почетку Другог светског рата, Милутин Миланковић је ухапшен и интерниран у логор у Нежидеру, да би потом на инсистирање његовог пријатеља и професора математике са студија у Бечу, Емануела Чубера био пребачен у Будимпешту (Гаћеша, 2009). У Будимпешти је добио дозволу да ради у библиотеци Мађарске академије

наука. Упркос великом броју несрећних околности и невоља које су задесиле његову државу (пљачкање Београдског универзитета током Првог светског рата, уништавање Народне библиотеке и Библиотеке математичког института) без престанка је пажљиво и упорно радио на својој теорији што је резултирало објављивањем преко 40 научних и стручних радова. Своје резултате добијене у периоду од 40 година систематизовао је у монументалном делу *Канон осунчавања Земље* (Слика 7) који је писан и на немачком језику, а објављен у Београду (Grubić, 2006, Petrović and Marković, 2009).

У свом раду на стварању астрономске теорије ледених доба сарађивао је са најеминентнијим европским научницима, пре свега са Вегенером (Wegener) и Кепеном (Körpen) што му је омогућило да добије увид у то колико је његова теорија важна не само за решавање тајне ледених доба на Земљи него и за решење клима на Марсу и Венери (Гаћеша, 2009).

Данас је прихваћена чињеница да је Милутин Миланковић творац модерне астрономске теорије климатских флукуација. Али то није увек био случај. Миланковић је почео са радом на својој теорији када су оне постојеће биле одбачене као неупотребљиве и нетачне од стране најзначајнијих метеоролога и климатолога тог времена какав је био Јулијус Хан (Julius Han).

Истрајао је у свом раду сматрајући да астрономска теорија мора имати корене у дисциплинама као што су сферна астрономија, небеска механика и теоријска физика (Petrović, Marković, 2009). Његове резултате израчунавања инсолације представио је Вегенер, који је његову криву инсолације уврстио у своје и Кепеново дело *Климата Земљине прошлости*, на

предавању у Инсбруку септембра 1924. године. Вегенер је истакао да се крива коју је Миланковић израчунао поклапа са рашчлањивањем леденог доба које су извршили Пенк и



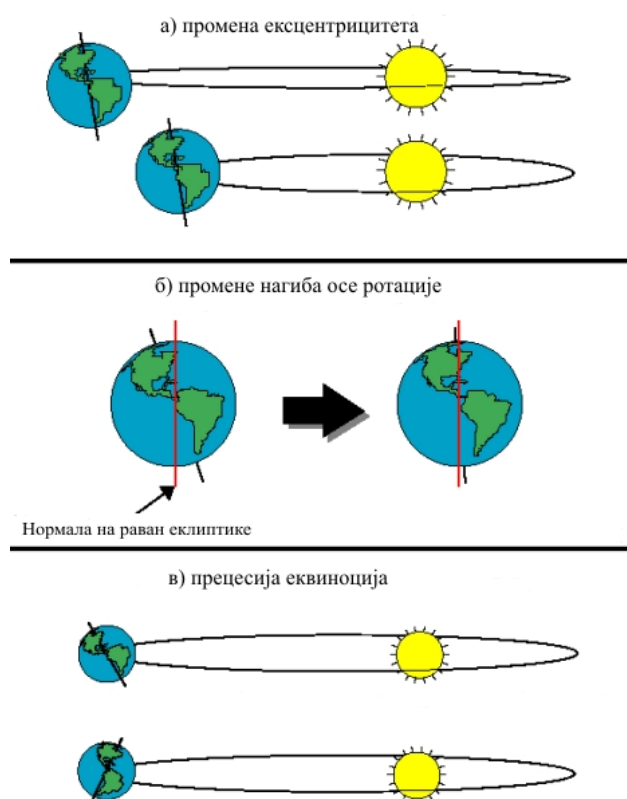
Слика 7. Насловна страна  
*Канона осунчавања*  
[www.teslasociety.com](http://www.teslasociety.com)

Бикнер у Алпима. Ово предавање имало је велики утицај на научни свет и привукло је пажњу шире научне јавности (Имбри и Палмер-Имбри, 1981; Пантић, 1997).

Велики значај Миланковићеве теорије је у томе што је она пружала могућност да се њени резултати провере геолошким доказима климе у прошлости. Теорија је указивала на количину ледничких наноса који се могу наћи у некад заглечереним областима и указивала је на време када су стварани у последњих 600 ку<sup>1</sup> (Имбри и Палмер-Имбри, 1981).

Миланковићева теорија заснива се на принципима небеске механике и теоријске физике и објашњава расподелу сунчевог зрачења у међупланетарном простору и на површини планета. Она, такође, представља везу између осунчавања и температуре планетарних слојева и показује дневну, годишњу и вековну промену осунчавања. У *Канону* Миланковић је објединио резултате својих дугогодишњих истраживања у којима је доказао да су секуларне, цикличне промене климе на Земљи и појава ледених доба последица деловања три астрономска фактора (Слика 8):

- а) промене ексцентричности Земљине орбите, односно путање око Сунца
- б) промене нагиба Земљине осе ротације
- в) промене положаја Земљине осе ротације, односно прецесије.

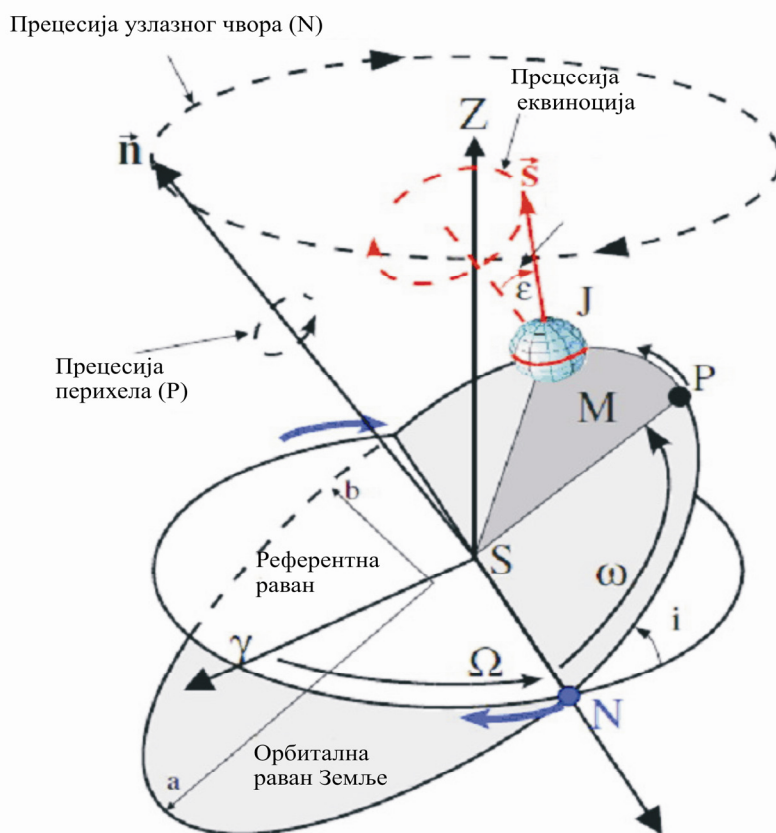


Слика 8. Астрономски фактори који утичу на секуларне промене климе  
([www.deschutes.gso.uri.edu/~rutherfo/milankovitch.htm](http://www.deschutes.gso.uri.edu/~rutherfo/milankovitch.htm))

<sup>1</sup> ку – период од 1000 година.

У сваком моменту, орбита одређеног небеског тела може бити описана помоћу шест параметара, познатих под називом шест Кеплерових орбиталних елемената. Ови параметри дефинишу положај, облик и оријентацију орбите, и положај небеског тела на њој у односу на референтну раван. Путања небеског тела је елипса, у којој се, када је реч о Сунчевом систему, Сунце налази у једној жижи. Због гравитационог утицаја планета оријентација и облик ове елипсе се мењају током времена.

На слици 9. приказани су параметри Земљине орбите. Референтна раван, фиксирана је у односу на положај звезда и најчешће представља Земљину орбиту у одређеном временском периоду. За потребе одређених израчунавања, референтна раван може се покlopити са непроменљивом равни Сунчевог система, која представља раван одређену укупним угаоним моментом Сунчевог система. Ова непокретна раван подудара се са орбитом Јупитера због његове огромне масе. Референтна раван дефинисана је са две осе. Једна представља позицију пролећног еквиноција у одређеном времену и означава се са  $\gamma$ , док је друга управна на њу и на саму референтну раван ( $Z$ ). Обе су дефинисане на основу положаја Сунца ( $S$ ) на референтној равни.



Слика 9. Параметри Земљине орбите (према Palike, 2002)

Шест орбиталних елемената сачињавају:

1. велика полуоса –  $a$
2. ексцентрицитет –  $e$  који се одређује на основу израза  $e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$ , где је  $b$  мања полуоса дате елипсе.
3. инклинација –  $i$ , угао који заклапа орбита Земље и референтна раван.
4. лонгитуда узлазног чвора (N) одређена је углом  $\Omega$ , који представља угао мерен од пролећне равнодневнице.
5. аргумент перихела или „положајни угао“ ( $\varpi$ ) указује на положај перихела (P) и одређује се на основу израза  $\varpi = \Omega + \omega$ .
6. положај небеског тела ( $J$ ) на орбити означава се као  $\lambda$  и одређује се као  $\lambda = \varpi + M$ .  $M$  (*права аномалија*) произилази из трећег Кеплеровог закона и представља угао пропорционалан поврини SPJ.

Када би Земља била једина планета која кружи око Сунца и да не постоје други спољашњи утицаји, њена позиција на орбити била би фиксирана за сва времена. У оваквим условима једини параметар који би се током времена мењао је  $\lambda$ . Међутим, гравитациони утицаји између небеских тела унутар Сунчевог система доводе до промена у облику и положају елиптичних путања у различитим временским интервалима. Са аспекта климатских промена најзначајније су оне које се називају секуларне варијације. Оне се добијају након што се упросечују планетарне орбите током дужег временског периода (Paillard, 2001).

Варијације орбиталних елемената које карактеришу секуларне варијације могу се поделити у две групе, које су повезане са различитим врстама кретања. Првој групи припадају варијације унутар орбиталне равни, и обухватају промене ексцентрицитета  $e$ , промене положаја перихела ( $\omega$ ). Другој групи припадају промене у положају саме орбиталне равни и одређене су углом инклинације  $i$  као и положајем узлазног чвора (N) одређеног углом  $\Omega$ . Ради лакшег истраживања ове осцилације груписане су у парове ( $e, \omega$ ) и ( $i, \Omega$ ) (Palike, 2002).

Израчунавањем орбиталних елемената за осам планета Сунчевог система добијају се осам карактеристичних модалних фреквенција за сваки пар ( $e, \omega$ ) и ( $i, \Omega$ ). У табели 1. приказане су ове фреквенције добијене израчунавањем по Laskar, 1990 за последњих 20 милиона година. Фреквенције означене са  $g_i$  везане су за варијације параметара  $e$  и  $\omega$ , док су фреквенције  $s_i$  везане за промене параметара  $i$  и  $\Omega$ . Ове фреквенције могу се користити да укажу на то која планета има најснажнији утицај на одговарајућу фреквенцију ( $g_1s_1$  везане су за Меркур,  $g_2s_2$  везане су за Венеру итд).



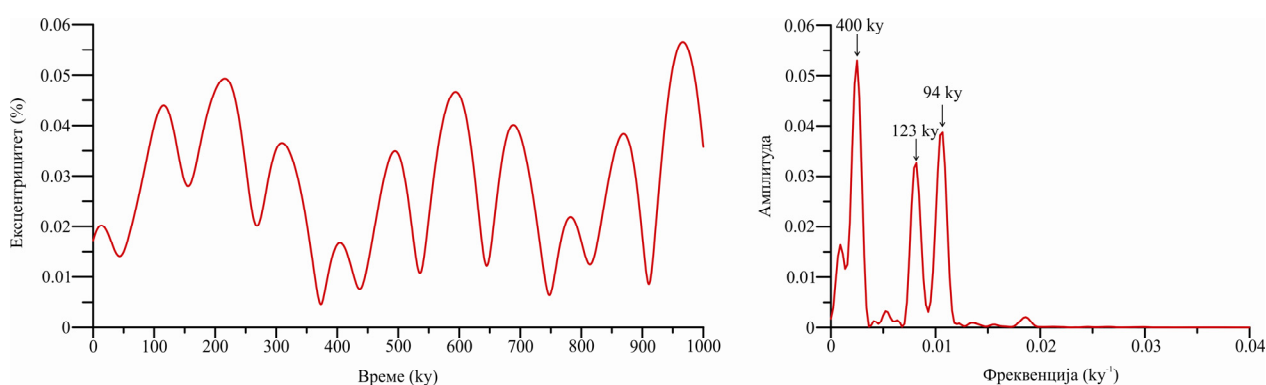
Табела 1. Основне фреквенције и прецесиона кретања у соларном систему израчуната за последњих 20 милиона година (Laskar, 1990, Palike, 2002)

Пар ( $e, \omega$ )			Пар ( $i, \Omega$ )			Планета
Ознака	Фреквенција ("а)	Период (ку)	Ознака	Фреквенција ("а)	Период (ку)	
$g_1$	5.596	231	$s_1$	-5.618	230	Меркур
$g_2$	7.456	174	$s_2$	-7.08	183	Венера
$g_3$	17.365	74.6	$s_3$	-18.851	68.7	Земља
$g_4$	17.916	72.3	$s_4$	-17.748	73	Марс
$g_5$	4.249	305	$s_5$	0		Јупитер
$g_6$	28.221	45.9	$s_6$	-26.33	49.2	Сатурн
$g_7$	3.089	419	$s_7$	-3.005	431	Уран
$g_8$	0.667	1940	$s_8$	-0.692	1870	Нептун

Поред основних орбиталних фреквенција које се односе на читав Сунчев систем, постоје још две основне фреквенције које се користе да би описале кретање Земље око Сунца. Настанак избочине на екватору је последица ротације Земље и других процеса који доводе до прерасподеле масе на планети. Сунце, Месец и планете сунчевог система доводе до обртног момента Земље заједно са поменутиим процесима. Заједнички ефекат који Сунце и Месец имају на Земљу једнак је делу од две трећине укупног обртног момента (Palike, 2002). Слично окретању чигре, обртни моменат доводи до нутације и прецесије Земљине осе ротације. Нутација доводи до „климања“ Земљине осе ротације, док прецесиона компонента узрокује да оса описује купу (Слика 9). У односу на непокретне звезде, фреквенција прецесионог циклуса ( $p$ ) има период од  $\sim 25.8$  ку. Прецесија Земљине осе ротације утиче на климу на неколико начина, од којих је најзначајнији положај годишњих доба у односу на Земљину орбиту, односно положај равнодневничких и дугодневничких тачака на орбити у односу на афел и перихел. Управо из овог разлога прецесија Земљине осе ротације назива се и прецесија еквиноција. Прецесија описује купу на небеској сфери која са Земљином орбитом заклапа одређени угао. Овај угао представља нагиб осе ротације и мења се због комбинованог ефекта прецесије и положаја Земљине орбиталне равни. Основне фреквенције Сунчевог система  $g_i, s_i$  заједно са прецесионом константом  $p$  могу се користити да опишу скоро све циклусе Сунчевог система.

Ексцентрицитет Земљине орбите  $e$  показује колико Земљине орбита одступа од праве кружнице. Ексцентрицитет данас износи  $e \approx 0.01671$  (Palike, 2002; Huybers, 2004). У прошлости ова вредност кретала се од  $\sim 0$  до  $\sim 0.06$ . Ова вредност користи се при одређивању разлике између највећег (афел) и најмањег (перихел) растојања Земље од Сунца. Компонента ексцентрицитета са највећом амплитудом има период од око 400 ку. Јавља се као резултат интеракције Венере и Јупитера, због малог међусобног растојања и великих

маса. Ова компонента названа је дуги циклус ексцентрицитета и сматра се за најстабилнију од свих орбиталних фреквенција Земље. Краћи циклуси ексцентрицитета имају период од око 96 ky и 127 ky. Значајна карактеристика свих орбиталних елемената је присуство такозваних пулсева. Они настају у интеракцији различитих фреквенцијских компоненти и доводе до модулација у амплитудама. Ово резултира у модулацији амплитуда краћег циклуса ексцентрицитета будући да је разлика између друге и треће најјаче компоненте ексцентрицитета  $(g_4 - g_5) - (g_4 - g_2) = (g_2 - g_5)$ , што одговара 400 ky циклусу.



Слика 10. Варијације у ексцентрицитету Земљине орбите за последњих милион година (Berger and Loutre, 1991)

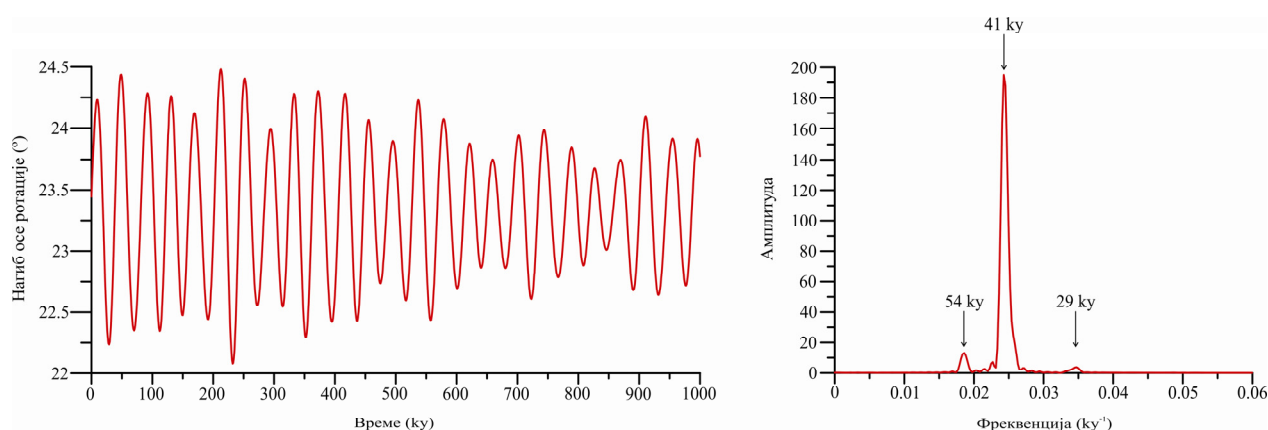
Варијације у вредностима ексцентрицитета приказане су на слици 10. Слагање дужих и краћих циклуса ексцентрицитета јасно су уочљиве. Такође је приказана спектрална анализа примењена на милион година дуге варијације овог орбиталног параметра. Резултати спектралне анализе поклапају се са фреквенцијама представљеним у табели 2.

Табела 2. Основне фреквенције ексцентрицитета планете Земље израчунате за последњих 20 милиона година (Laskar, 1990, Palike, 2002)

Пет основних фреквенција Земљиног ексцентрицитета		
Ознака	Фреквенција (°/a)	Период (ky)
$g_2 - g_5$	3.1996	406.182
$g_4 - g_5$	13.6665	94.83
$g_4 - g_2$	10.4615	123.882
$g_3 - g_5$	13.143	98.607
$g_3 - g_2$	9.9677	130.019

Садашња вредност ексцентрицитета износи 0.01672. Она утиче на свега 7% разлике у сезонској дистрибуцији сунчеве енергије на површини атмосфере. Када је Земља у перихелу прима  $354 \text{ W/m}^2$  енергије, а када је у афелу  $331 \text{ W/m}^2$  (Нуybers 2004). У периодима максималног ексцентрицитета разлика између добијеног сунчевог зрачења у перихелу и афелу могла је бити чак 30%. Што је више орбита наше планете елиптична годишња доба ће бити више изражена на једној хемисфери, а на другој ублажена (Maslin, 2005). Када је ексцентрицитет велики, елипса је више издужена, а средње годишње растојање између Земље и Сунца је за нијансу мање, па је енергија коју добије наша планета већа.

Нагиб осе ротације у односу на орбиталну раван приказан је на слици 9. Дефинише се као угао између Земљиног спин вектора  $\vec{s}$  и спин вектора орбиталне равни  $\vec{n}$ . Будући да се инклинација и оријентација орбиталне равни током времена мењају, тако и нагиб није константа него се мења због интерференције прецесионе константе и орбиталних елемената  $s_i$ . У табели 3. приказане су најзначајније фреквенције промена нагиба осе ротације. Доминантан је период од 41 ky са додатним периодима од  $\sim 54$  ky и  $\sim 29$  ky. Циклус од 41 ky настаје као резултат симултаних варијација у инклинацији Земљине орбите ( $s_3$ ) и прецесије ( $p$ ). У табели 3. може се уочити да на промене нагиба осе ротације утичу  $g_i$  и  $s_i$  фундаменталне фреквенције Сунчевог система, због њиховог заједничког утицаја на промене нормале орбиталне равни. На слици 11. приказане су варијације нагиба осе ротације и резултати спектралне анализе за последњих милион година. Доминантна је фреквенција од 41 ky, али су амплитуде  $\sim 54$  ky и  $\sim 29$  ky циклуса видљиве.



Слика 11. Промене нагиба Земљине осе ротација за последњих милион година (Berger and Loutre, 1991)

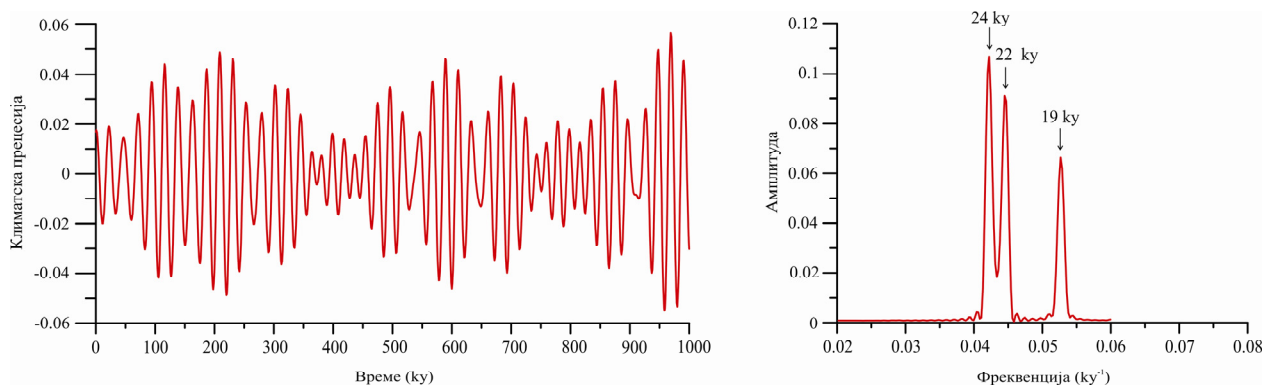
Нагиб осе ротације данас износи  $\sim 23.45^\circ$ , а варирао је између  $\sim 22.25^\circ$  и  $\sim 24.5^\circ$  у последњих милион година. Најзначајнији климатски утицај промена нагиба осе ротације огледа се у контрасту између годишњих доба. Укупна количина сунчеве енергије која стиже до Земље остаје иста, али се распоред топлоте значајно мења у зависности од географске ширине. Најснажнији утицај промена нагиба осећа се у већим географским ширинама.

Када је овај угао већи поларне области примају већу количину сунчеве енергије током лета, али током зиме владају поларне ноћи. Годишња количина инсолације, према томе симетрично се повећава на половима, а смањује се на екватору (Muller, MacDonald, 2000; Paillard, 2001). Такође се смањују или повећавају границе климатских појасева на Земљи, а и упадни угао Сунчевих зрака се такође смањује односно повећава што утиче на количину Сунчеве енергије коју прима површина.

Табела 3. Основне фреквенције промена нагиба осе ротације Земље израчуната за последњих 20 милиона година (Laskar, 1990, Palike, 2002)

Шест основних фреквенција промена нагиба осе ротације		
Ознака	Фреквенција $"/a$	Период (ку)
$p+s_3$	31.613	40.996
$p+s_4$	32.68	39.657
$p+s_3+g_4-g_3$	32.183	40.27
$p+s_6$	24.128	53.714
$p+s_3-g_4+g_3$	31.098	41.674
$p+s_1$	44.861	28.889

Прецесија је споро померање правца Земљиног Северног пола, које настаје као последица љуљања Земљине осе ротације због гравитационе силе које на екватор врше Сунце и Месец. Прецесија Земљине осе ротације има велики утицај на климу, јер контролише положај перихела у односу на годишња доба. Данас, перихел је 4. јануара, близу зимске краткодневнице. У односу на непокретне звезде прецесионо кретање осе ротације описује купу сваких  $\sim 25.8$  ку. Међутим, због прецесије перихела на орбити, прецесиони период мерен у односу на Сунце и годишња доба постаје све краћи. Кретање перихела није стабилно јер настаје као резултат слагања различитих  $g_i$  фреквенција. Из тог разлога прецесија еквиноција, у односу на равну орбиту, појављује се као склад три периода  $\sim 19$  ку,  $\sim 22$  ку и  $\sim 24$  ку. Утицај прецесије еквиноција на количину топлоте која долази до Земље зависи и од ексцентрицитета. Када би  $e$  било једнако нули ефекат прецесије еквиноција не би постојао.



Слика 12. Прецесија Земљине осе ротације (Berger and Loutre, 1991)

Са аспекта климатских промена ексцентрицитет и лонгитуда перихела у комбинацији представљају климатску прецесију представљену изразом  $e = \sin(\varpi)$ . Ово упућује на закључак да амплитуду индекса климатске прецесије модулирају варијације у ексцентрицитету. На слици 12. приказане су варијације климатске прецесије за последњих милион година као и резултати спектралне анализе. У табели 4. представљене су фреквенције прецесионих циклуса, који настају као резултат заједничког деловања прецесионе константе ( $p$ ) и основних фреквенција  $g_i$  (Palike 2002).

Табела 4. Основне фреквенције промена климатске прецесије Земље израчуната за последњих 20 милиона година (Laskar, 1990, Palike, 2002)

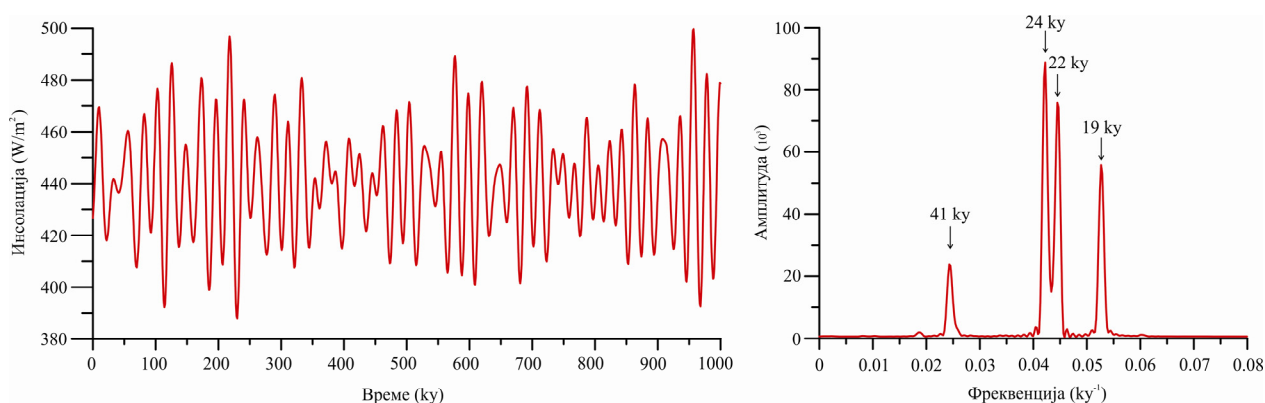
Пет основних фреквенција климатске прецесије		
Ознака	Фреквенција "/a	Период (ky)
p+g <sub>5</sub>	54.7064	23.68
p+g <sub>2</sub>	67.8949	22.385
p+g <sub>4</sub>	68.3692	18.956
p+g <sub>3</sub>	67.8626	19.097
p+g <sub>1</sub>	56.0707	23.114

Прецесија доводи до тога да се датуми еквиноција померају на Земљиној путањи око Сунца, што за резултат има и различито растојање Земља-Сунце за сваки датум почетка годишњих доба. Прецесија утиче на климу, јер приликом њене промене тачка у којој се наша планета налази најближе Сунцу, перихел, се јавља у различитим годишњим добима. Данас је Земља у перихелу 4. јануара. Према Миланковићевој теорији, то је везано за чињеницу да се сада налазимо у средини интерглацијалног циклуса. Налазимо се између два глацијала, јер је Земља најближа Сунцу током зиме на Северној хемисфери (Muller, MacDonald, 2000).

Орбитални параметри утичу на климу Земље преко количине сунчевог зрачења које доспева на горњу границу атмосфере на одређеној географској дужини и у одређеном периоду. Ова количина енергије се трансформише кроз океанске, атмосферске и биолошке системе и бива записана у геолошким архивима.

Посматрајући просечне вредности инсолације током године и на читавој земљиној површини, једини фактор који контролише количину добијене сунчеве енергије, осим соларне константе је велика полуоса  $a$  и ексцентрицитет  $e$ . Будући да су варијације у ексцентрицитету свега  $\sim 6\%$ , и количина добијене сунчеве енергије се смањује са квадратом удаљености од Сунца, промене у количини инсолације, у зависности од ексцентрицитета, су незнатне. Највећи утицај на инсолације има климатска прецесија, заједно са променама нагиба осе ротације (Palike 2002, Huybers, 2004).

Просечна количина Сунчеве енергије која долази до горње границе атмосфере износи око  $S=1360 \text{ W/m}^2$ . Међутим, инсолација по јединици површине зависи од експозиције саме површине у односу да долазећу сунчеву радијацију. Средња дневна инсолација износи око једне четвртине ове вредности  $I=340 \text{ W/m}^2$ . Према Миланковићевој астрономској теорији, за настанак леденог доба кључна је инсолација на  $65^\circ$  северне географске ширине. Кључни орбитални параметри за израчунавање инсолације, као што је напоменуто, су ексцентрицитет Земљине орбите (удаљеност од Сунца има значајан ефекат), нагиб осе ротације (указује колико је Северни пол нагнут ка Сунцу) и прецесија равнодневничких тачака која зависи од тога где се Земља налази на њеној орбити (Muller, MacDonald, 2000). У зависности од њихове промене јављају се секуларне промене инсолације (Слика 13).



Слика 13. Инсолација у последњих милион година (Berger and Loutre, 1991)

Значајна карактеристика Земљиног ексцентрицитета, нагиба осе ротације и климатске прецесије је да исказују модулирање амплитуде и фреквенција.

*Табела 5. Модулације амплитуде који утичу на ексцентрицитет, нагиб осе ротације и климатску прецесију. Кратки циклус ексцентрицитета модулиран је дугим периодом од ~400 ку, док су оба циклуса модулирана у периоду од ~2.4 Му. Фазна разлика од 180°, у максимуму амплитуде од 100 ку подудар се са минимумом амплитуде ~400 ку периода.*

*Будући да ексцентрицитет директно утиче на климатску прецесију све модулације амплитуде присутне су у оба орбитална параметра. Сигнал промене нагиба осе ротације показује слабију модулацију амплитуде са периодом од ~173 ку и нешто снажнију са периодима од ~1.2 Му и ~2.4 Му*

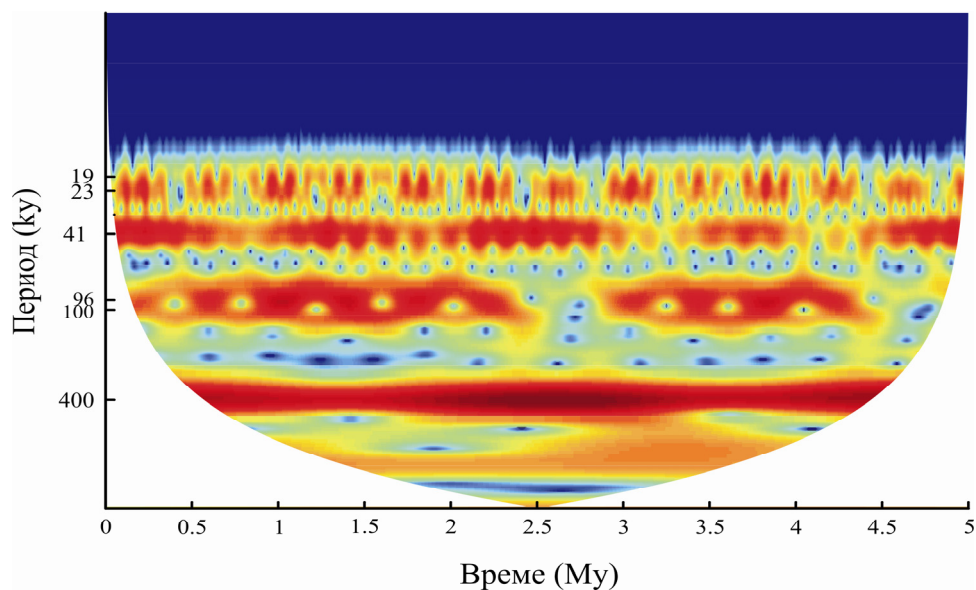
Кратки циклуси ексцентрицитета-модулација амплитуде		
Ознака		"Пулсеви" / Период
$(g_4-g_5)-(g_4-g_2)$	=	$(g_2-g_5)$ / ~400 ку
$(g_3-g_5)-(g_3-g_2)$		

Кратки и дуги циклуси ексцентрицитета-модулација амплитуде		
Ознака		"Пулсеви" / Период
$(g_4-g_5)-(g_3-g_5)$	=	$(g_4-g_3)$ / ~2.4 Му
$(g_4-g_2)-(g_3-g_2)$		

Климатска прецесија-модулација амплитуде		
Ознака		"Пулсеви" / Период
Идентично модулацији амплитуде код ексцентрицитета		

Нагиб осе ротације – модулација амплитуде		
Ознака		"Пулсеви" / Период
$(p+s_3)-(p+s_4)$	=	$(s_3-s_4)$ / ~1.2 Му
$(p+s_3+g_4-g_3)-(p+s_3-g_4+g_3)$	=	$(2g_4-2g_3)$ / ~1.2 Му
$(p+s_3)-(p+s_3+g_4+g_3)$	=	$(g_4-g_3)$ / ~2.4 Му
$(p+s_3)-(p+s_3-g_4+g_3)$	=	$(s_3-s_6)$ / ~173 ку

Модулирање настаје кроз интерференцију индивидуланих сигнала који доводе до такозваних пулсева са периодима који се крећу од неколико хиљада до милион година. Најзначајније модулације амплитуда приказане су у табели 5. Најбољи приказ модулација амплитуда може се добити употребом вејвлет анализе. На слици 14 су приказани резултати вејвлет анализе осунчавања за последњих пет милиона година (Berger, Loutre, 1991).



Слика 14. Модулације амплитуда главних орбиталних параметара Земље који утичу на количину примљене енергије

Значај ових модулација је двострук. Прво, ако циклуси постоје у геолошким записима, омогућено је смештање ових записа у одговарајући временски оквир, чак иако неки циклуси нису видљиви или уколико постоје прекиди. Приказивање ових модулација захтева постојање дугих геолошких записа, понекад и дугих неколико милиона година. Поред тога, уколико је могуће утврдити постојање сигнала ексцентрицитета у геолошким записима директно, као и преко његове модулације прецесионог сигнала, омогућено је сагледавање фазног кашњења између саме инсолације и процеса на Земљи (Palike 2002).

Друго, ове модулације су везане за специфичне динамичке карактеристике одређеног астрономског модела. Ове карактеристике проистичу из хаотичке природе соларног система (Laskar, 1990; Laskar et al., 1993).

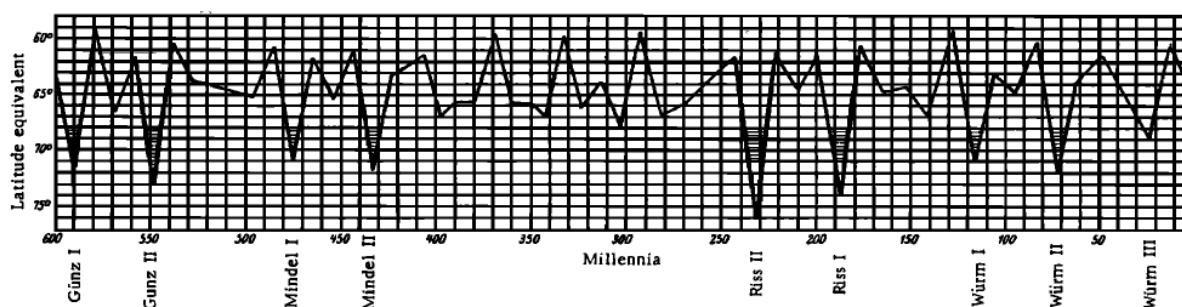
Милутин Миланковић је сматрао да уколико се инсолација током лета знатно смањи, снег се не би топио и тако током зимског периода године све се више акумулирао прерастајућу у ледени покривач. Максимална промена соларне радијације на  $65^\circ$  северне географске ширине у току последњих милион година је еквивалентна количини енергије коју данас примају тачке на  $77^\circ$  северне географске ширине. Ово за последицу има ширење ледених покривача на југ.

Смањена инсолација на  $65^\circ$  северне географске ширине изавана је ексцентрицитетом који је повећао одстојање Земља-Сунце, смањеним нагибом осе ротације и прецесијом. Треба истаћи да сваки од орбиталних параметара има другачији утицај на инсолацију у зависности од географске ширине. Утицај промена нагиба осе ротације повећава се са повећањем



географске ширине, док прецесија има највећи утицај на мањим географским ширинама (Maslin, 2005; Huybers, 2004).

Миланковићева теорија и криве инсолације имале су велики утицај у научном свету у Европи. Петнаест година раније Пенк и Брикнер, истражујући алпске леднике, начинили су криву њихове еволуције. Две криве, Миланковићева и Пенкова и Брикнерова поклапале су скоро савршено у својим основним карактеристикама (Слика 15). Тако, је Миланковићева теорија добила потврду у геолошким записима. Све до краја 50-их година XX века криве осунчавања биле су увршћене у скоро све значајније удбенике, али након развоја значајних револуционарних техника довела се у питање њена могућност објашњења ледених доба (Imbrie, 1982).



Слика 15. Миланковићева крива инсолације за 65° северне географске ширине (Berger, 1988)

Једна од тих техника била је метода одређивања старости на основу садржаја радиоактивног угљеника ( $C_{14}$ ) коју је резрадио Вилард Либи (Willard Libby). Радиоактивни изотопи угљеника настају у атмосфери у малим количинама. Њих апсорбују тела живих бића само за време живота. Након смрти радиоактивни угљеник се распада на атоме азота и то брзином која се може мерити. Према томе, Либи је био уверен да је могуће израчунати време смрти за сваки фосил (Имбри и Палмер-Имбри, 1981). У почетку је изгледало да су старост геолошких слојева и сама теорија у сагласности.

Иако је методом радиоактивног угљеника утврђено да је последња глацијација била пре 18 ку, и да је она 7 ку млађа од последњег инсолационог минимума, такво кашњење се правдало спорим топљењем великог леденог покривача (Imbrie, 1982). Међутим, када су откривени слојеви тресета старости 25 ку у САД, источној Канади и Европи пољуљана је вера у Миланковићеву теорију. Тај период поклапао се са минимумом на Миланковићевој кривој осунчавања, а да би се могао формирати тресет неопходна је топла и влажна клима (Имбри и Палмер-Имбри, 1981).

Већина геолога који су проучавали копнене климатске архиве одбацили су Миланковићеву теорију. Главни закључак који се може извући из научних радова писаних на ову тему, а у периоду од 1968. до 1971. године је да су астрономски утицаји на климу веома слаби и да се не могу прочитати у геолошким наслагама (Imbrie, 1982). Међутим, и у овом периоду постојали су они који су и даље подржавали астрономску теорију ледених доба и који су посејали семе каснијег оживљавања Миланковићеве теорије климе. Међу њима били су Soergel (1937) који је у своје прорачуне увео и кашњење између периода најинтензивније глацијације и инсолацијског минимума; Blanc (1937) је успоставио везу између климатских флукуација и колебања морског нивоа, поредећи их са кривом инсолације и тако их астрономски датирао; Wundt (1938) је схватио важност албеда, конфигурације терена ваздушних и морских струја при настанку и трајању ледених доба; von Bacsak (1940) више пажње посветио је интерглацијалним периодима; Zeuner (1959) који је претпоставио да је скандинавски инландајс имао своје језгро на данашњој географској ширини; Bernard (1962) је астрономску теорију климе проширио и на тропске пределе (Berger, 1988).

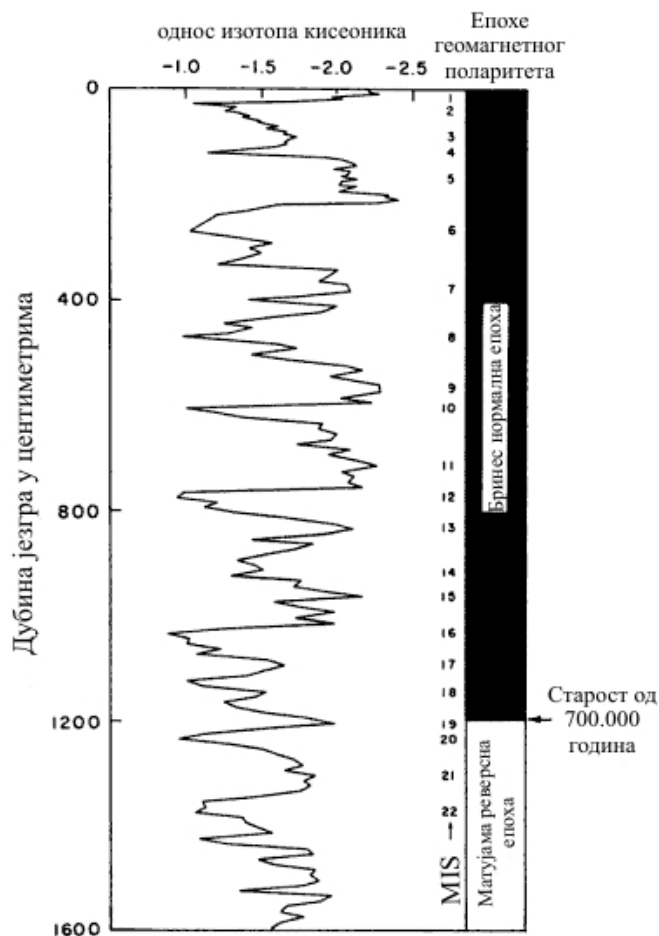
Ова квалитативна подударња главних минимума и максимума на две криве, инсолације и геолошких записа, остаће илузорна све док се нејасноће настале из а priori претпоставки о географским ширинама које су најосетљивије на промене инсолације не реше. Као покушај да се разреши ова дилема изнето је неколико идеја. Van den Heuvel (1966) је користио вредности инсолације за 70° северне географске ширине као референтне, будући да је несиметричност између две хемисфере, северне и јужне, овде наглашена. Сматрао је да варијације у количини примљене сунчеве топлоте у арктичком и антарктичком региону због промена нагиба осе ротације бивају знатно јаче него оне због промене прецесије (Berger, 1988).

Након методе радиоактивног угљеника, као унапређење у техникама одређивања старости седимента, развија се метода одређивања старости на основу торијума (Th). Ова метода се првенствено користила за датирање коралних спрудова који нису старији од 150 ку, чиме се добијала хронологија промене нивоа мора. Брекер (Wallace Broecker) је био геохемичар који је радио на усавршавању методе торијума. Истраживао је коралне спрудове на острвима у Карипском мору реконструишући тако историју нивоа мора. Испитујући терасе на Барбадосу утврдио је да је до пораста нивоа мора долазило око 120 ку, 80 ку и данашњи. Та три максимума веома добро су се подударала са максимумима на Миланковићевој кривој осунчавања за 65° северне географске ширине. Брекерове прелиминарне анализе представљале су увод у оживљавање Миланковићеве теорије ледених доба (Имбри и Палмер-Имбри, 1981).

Робли Метјус (Robley Matthews) и Кенет Месолела (Kenneth Mesolella) истражујући терасе на Барбадосу закључили су да свака од њих претставља спруд који је настао на некадашњем нивоу мора. Терасе су нумерисали римским бројевима почевши од најстарије. Након датирања узорака у лабораторији Брекера утврђено је да су I и III старости 125 ку и 80 ку. Друга тераса датирана је нешто касније и утврђено је да она старости од 105 ку. Овакви резултати за Брекера били су обесхрабрујући јер на кривој осунчавања за 65° северне географске ширине није било максимума пре 105 ку. (Имбри и Палмер-Имбри, 1981). Брекер је испитујући криву осунчавања за 45° северне географске ширине уочио подударност максимума осунчавања са три већ датирани терасе. Ови резултати указивали су на чињеницу да су последња четири висока нивоа мора, а самим тим и периоди са малом запремином леда на копну (122 ку, 103 ку, 82 ку и 5 ку) врло лепо одговарају максималним вредностима инсолације на Миланковићевој кривој (127 ку, 106 ку, 82 ку и 11 ку) (Berger, 1988).

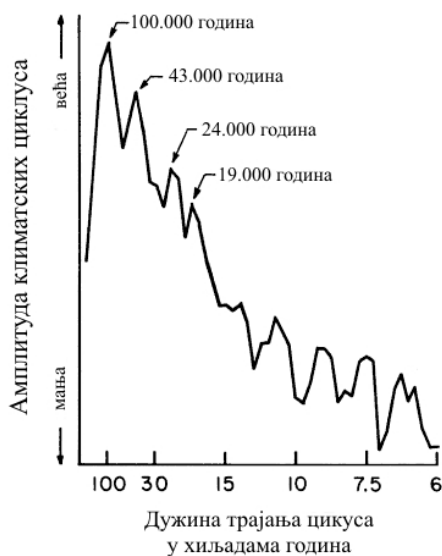
Ове подударности коралних тераса на Барбадосу (Mesolella et al., 1969), Новој Гвинеји (Bloom et al., 1974) и Хавајима (Ku et al., 1974) биле су први убедљив аргумент у прилог Миланковићевој теорији ледених доба.

У том периоду постојала је оправдана потреба за дужим климатским записима који би били добро датирани. Управо тада, тачније 1973. године Николас Шеклтон (Nicholas Shackleton) и Нил Опдајк (Nil Opdyke) објавили су криву варијације изотопа кисеоника за период друге половине плеистоцена. Значај ових резултата огледа се у чињеници да је хронологија дубокоморског језгра V28-238 утврђена на основу реверсија магнетног поља земље, тачније на основу датирања границе Матујама-Бринес (Слика 16). У оквиру Бринесове епохе нормалног поларитета утврдили су постојање 19 маринско изотопских стадијума. Такође, Шеклтон и Опдајк су тако били у могућности да одреде старост сваког стадијума интерполацијом унутар Бринесове епохе, будући да су старост на врху одредили методом радиоактивног угљеника, а на дну помоћу магнетне реверсије. Захваљујући њима била је обезбеђена прва поуздана хронологија климе млађег плеистоцена (Berger, 1988; Имбри и Палмер-Имбри, 1981).



Слика 16. Изотопска и магнетна мерења на дубокоморском језгру V28-238 која су извршили Шеклтон и Ондајк (Shackleton and Opdyke, 1973) (према Имбри и Палмер-Имбри, 1981).

Постојање оваквих, датираних временских серија омогућило је тестирање астрономске теорије коришћењем спектралне анализе. Ранији покушаји да се изврши овакво тестирање нису имали великог успеха, јер су коришћене временске серије садржале доста грешака. Примењујући спектралну анализу на дубокоморско језгро V28-238 научници су утврдили постојање три климатска циклуса чије су амплитуде биле доста мале. Џејмс Хејс (James Hays) је сматрао да је ниска стопа седиментације одговорна за тако мале амплитуде утврђених циклуса. Сматрао је да је за проверу Миланковићевих циклуса неопходно непоремећено језгро које би имало већу стопу седиментације. Дубокоморска језгра која су задовољила критеријуме истраживача била је RC11-120 и E49-18, извађена из јужног дела Индијског океана. Ова два језгра садржавала су сведочанство о климатским променама у последњих 450.000 година, а стопа седиментације била је тако висока да и циклуси краћи од 10.000 година су могли бити забележени (Имбри и Палмер-Имбри, 1981; Imbrie, 1982).



Слика 17. Спектрална анализа изотопских варијација два дубокоморска језгра RC11-120 и E49-18 која показује доминантност климатских циклуса. Овим резултатима коначно је потврђена Миланковићева астрономска теорија ледених доба (према Имбри и Палмер-Имбри, 1981).

Примењујући спектралну анализу на добијене изотопске криве Хејс, Имби и Шеклтон су уочили да крива прецесије не садржи један него два изразита циклуса од 23 ку и 19 ку. Своје резултате послали су белгијском научнику Андре Бержеу (Andre Berger). Резултати Хејса, Имбија и Шеклтоне полклапали су се са резултатима које је Берже добио потпуно независно од њих. Године 1976. Хејс, Имби и Шеклтон објавили су своје резултате у раду „Variations in the Earth’s orbit: Pacemaker of the ice ages“ (Berger, 1988). Објављени резултати указивали су да је доминантни циклус ексцентрицитета од 100 ку, потом циклус промене нагиба осе ротације од 43 ку и прецесије са два изразита циклуса, примарним од 23 ку и секундарним од 19 ку (Слика 17) (Hays et al., 1976). Било је потребно више од педесет година након што је Миланковић послао своје криве Кепену и Вегенеру да геолози пронађу доказ да је кретање Земље дуж њене орбите око Сунца изазивало ледена доба (Имбри и Палмер-Имбри, 1981).

Белгијски математичар Андре Берже (Слика 18) је у току последњих 35 до 40 година наставио Миланковићев рад. Наиме, комбинујући своје познавање математике, метеорологије, физике и геологије постао је водећи научник у интердисциплинарном изучавању динамике климатског система наше планете у прошлости. Проблему изучавања динамике климатског система Земље пришао је са три становишта: тачног израчунавања астрономских параметара планетарног система, израчунавања инсолације на горњој граници атмосфере и моделовања климатских варијација и потврђивања истих коришћењем палеоклиматских записа. Израчунавања дугорочних варијација астрономских параметара које је завршио 1973. године



Слика 18. Андре Берже  
(Љубазношћу С. Марковића)

врло брзо су била прихваћена у широј научној заједници. Његови резултати су омогућили најтачнији увид у дугорочне промене орбиталних параметара наше планете који се могу користити за изучавање климатских промена у последњих милион година. Запањујућа је чињеница да се ови резултати, захваљујући њиховој тачности и квалитету, користе у науци у последњих 30 година.

Научни рад објављен 1978. године представљао је праву револуцију у израчунавању орбиталних параметара наше планете (Crucifix et al., 2009). Претстављен је нов начин израчунавања који је доста једноставнији од претходно коришћених, али подједнако тачан (Berger, 1978). Захваљујући овом новом методу орбитални периоди могли су бити претстављени у виду табеле па је израчунавање инсолације захтевало много мање времена.

Користећи методу спектралне анализе показао је да код прецесије доминирају три периода од 19 ку, 22 ку и 24 ку, нагиба осе ротације 41 ку, а за ексцентрицитет Земљине орбите утврдио је постојање периода од 400 ку, 125 ку и 95 ку. Ови периоди названи су Бержеови периоди (Crucifix et al., 2009). Израчунавања Бержеа названа BER78 користио је Шеклтон (Shackleton et al., 1990) при утврђивању и корекцији старости Бринес-Матујама границе.

Након тога Берже и његови сарадници објавили су резултате израчунавања орбиталних параметара за последњих пет милиона година (Berger and Loutre, 1991). Такође су испитивали астрономске узроке 100 ку годишњег циклуса, фреквенцијску и амплитудну модулацију орбиталних параметара и њихову нестабилност (Berger and Loutre, 1990; Berger et al., 1998, 2005). Берже је био први који је израчунао дневне, месечне и сезонске вредности инсолације за дуге периоде и утврдио високе амплитуде дневних вредности инсолације које се данас користе у свим климатским моделима. Његово схватање да су астрономски периоди краћи у ранијим геолошким периодима које је изнео почетком 90-их година XX века потврђено је палеоклиматским подацима из периода креде. Ова чињеница претставља потврду Миланковићеве теорије за климатске промене пре квартара (Stucifix et al., 2009).

Упоредо са испитивањем дубокоморских седимената као јединствених климатских архива, научници су вршили испитивање седимената на копну за које су сматрали да садрже записе плеистоцених климатских варијација. Међу пионирима ових истраживања био је Џорџ Кукла (George Kukla) (Слика 19). Истражујући наслаге леса на Црвеном Брду (Červený Kores) утврдио је да наизменични слојеви леса и земљишта садрже детаљна сведочанства о климатским приликама током плеистоцена (Имбри и Палмер-Имбри, 1981).



Слика 19. Џорџ Кукла  
(Љубазношћу С. Марковића)

Захваљујући напредку у истраживању палеомагнетских карактеристика седимената, Кукла је успео да изврши мерења на узорцима узетим са профила у околини Брна. Резултати које је том приликом добио показивали су да је горњи део секвенце оријентисан „нормално“ у правцу данашњег северног пола, док је доњи део био „реверсан“ и оријентисан у правцу јужног пола. Своје резултате упоредио је са варијацијама  $\delta^{18}\text{O}$  у дубокоморским језгрима и утврдио да се у оба климатска записа јавља идентичан број климатских циклуса до Бринес-

Матујама границе. Овим је потврђено да су климатске осцилације утврђене у океанским седиментима синхроне са флукуацијама на копну (Имбри и Палмер-Имбри, 1981).

Слично Куклиним истраживањима лесних седимената у Европи вршена су истраживања лесних наслага у Кини. Кинески научници, тачније Лиу Тушенг (Liu Tungsheng) са сарадницима, још је 1958. године указивао на то да моћне насlage кинеског леса садрже бројна фосилна земљишта која јасно упућују на честе промене климе у плеистоцену. Ипак је Џорџ Кукла био први који је установио значајну подударност палеоклиматског записа лесно-палеоземљишних секвенци са плеистоценим пулсацијама климе детектованим у дубокоморским седиментима, извршио детаљне стратиграфске студије и извршио ревизију корелације плеистоцених климатских записа на копну и мору (Smalley et al., 2001).

Истраживања Кукле и кинеских научника покренула су мултидисциплинарна испитивања лесно-палеоземљишних секвенци као палеоклиматског архива. Лесно-палеоземљишне секвенце препознате су као најдетаљнији запис климатских промена на копну. Најмоћније лесне насlage су депоноване у Кини и централној Азији (Kukla, 1987; Kukla and An, 1988; Dodonov and Baiguzina, 1995).

Будући да еолска депозиција копнених седимената у Кини траје током последњих 22 милиона година (Guo et al., 2002) могуће је извршити реконструкцију климатских флукуација током овог периода.

## 1.1 Формирање и распрострањење лесно-палеоземљишних секвенци

Лес заузима захвата 10% Земљине површине, и најмоћније насlage се налазе у семиаридним, степским и шумско степским као и шумским зонама умереног климатског појаса (Pesci, 1990). Постоје бројне дефиниције леса али најприхваћенија је она која сумира основне карактеристике типичног леса, тако да је овај материјал квалификован као невезани растресит седимент са преобладајућим учешћем праха, нестратификован, порозан, пермеабилан, стабилан на стрминама, подложен ерозији површинске воде, бледо жуте боје које потиче од лимонита, са кварцом као доминантним минералом (40%-80%) и мањим учешћем фелдспата, различитим учешћем минерала глине (5%-20%) и карбоната (1%-20%) (Pesci, 1990).

Назив лес потиче од немачке речи *löss* што значи невезан, за који се сматра да је први пут употребио Карл Цесар фон Леонард (Karl Cäsar von Leonhard) како би описао трошне, жућкасте насlage у околини Хајделберга. Чарлс Лајел (Charles Lyell) је популаризовао овај



термин и, сматрају многи, пробудио је знатижељу научника за даљим проучавањем. Када је боравио у Северној Америци, наслаге сличне оним у долини Рајне уочио је у долини реке Мисисипи, што га је навело на закључак да су ове наслаге флувијалног порекла. Иако је познато да ветар транспортује прашину из Африке преко Атланског океана и Европе још у другој половини XVIII века, а веза између леса и прашине ношене ветром била препозната у Кини још пре 2.000 година, еолско порекло леса није било прихваћено све до студија које је објавио Рихтофен (Richthofen) (Руе, 1995).

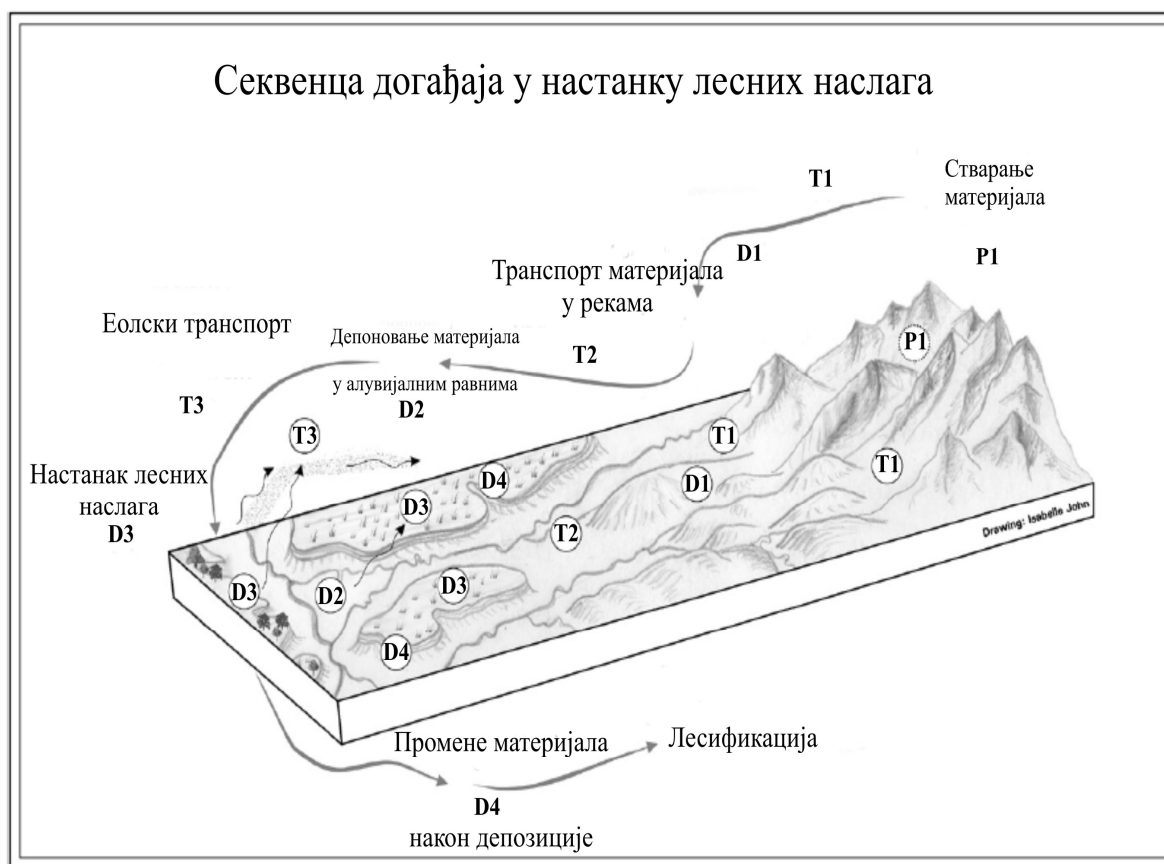
Наслаге назване „гласијални лес“ или „перигласијални лес“ стоје у просторном односу са плеистоценим континенталним ледницима. Честице праха настале су гласијалном ерозијом, подледничким потоцима наталожене у подножју одакле су потом ветром разношене (Smalley, 1966). Нешто касније утврђено је постојање лесних наслага на ободу пустињских области, када је прихваћено мишљење да је довољна количина материјала настала еолском ерозијом и температурним разоравањем (Smalley and Vita-Finzi 1968). Лес који није настао гласијалном ерозијом у литератури носи назив пустињски лес (Wright, 2001). Лесне наслаге на ободу Сахаре носе назив перипустињски лес (Coude-Gaussen, 1987).

У серији лабораторијских експеримената доказано је да бројни геоморфолошки процеси могу да произведу велике количине лесне прашине (Wright, 1998). Указано је на то да у пустињским, високопланинским областима, речним системима долази до стварања великих количина праха сачињеног од кристала кварца средње величине зрна од 30  $\mu\text{m}$  који сачињавају лесне наслаге (Wright, 2001).

Формирање лесних наслага је сложен процес, тачније серија сложених процеса. Различити догађаји су неопходни за настанак лесних наслага. Уведен је јединствен систем ознака за означавање појединих етапа при формирању лесних наслага; Р догађаји односе се на настанак материјала деловањем различитих геоморфолошких процеса, Т догађаји везани су за транспорт материјала од места настанка, док су D повезани за процесе депозиције и оне који се одвијају након акумулације. Свака од ових етапа има своје подетапе означене арапским бројевима (Smalley, 1966). P1 догађаји неопходни су при настанку материјала и подразумевају геоморфолошке процесе као што су гласијална ерозија, мразно и температурно разоравање када се стварају значајне количине честица. Транспортовање материјала низ планинске падине представља следећи T1 догађај. Најчешће се ради о преносу материјала потоцима који се спуштају низ стрме планинске падине. Веће реке преузимају материјал и разносе га. Овај вид транспорта, T2, неопходан је јер се лесни материјал дистрибуира у простору. Реке овај материјал депонују у алувијалним равнинама, што представља следећу етапу настанка лесних наслага, D2. Еолски транспорт и депозиција лесне

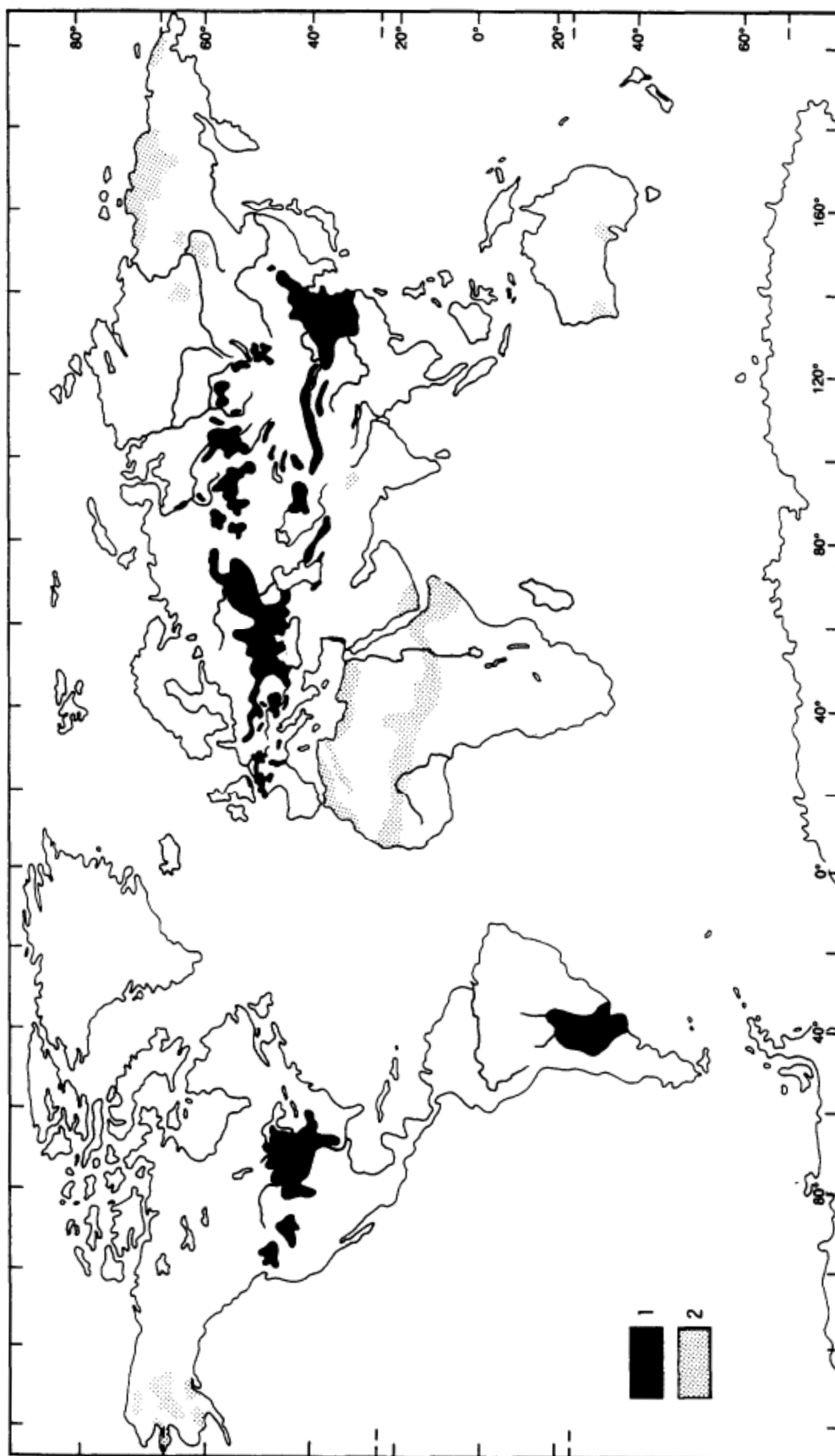
прашине, T3, кључни је догађај у овој серији (Слика 18). Схватање важности овог еолског момента представља кључни тренутак у историји проучавања леса (Smalley et al., 2008). Оно што се одвија након еолског транспорта и депозиције лесне прашине утиче на настанак главних карактеристика лесно-палеоземљишних секвенци.

На слици 20. приказана је серија догађаја који доводе до формирања лесних наслага, од формирања честица, дистрибуције материјала у простору деловањем речних токова, транспорта прашине еолским путем до депозиције материјала.



Слика 20. Догађаји у формирању лесних наслага (према Smalley et al., 2008)

Плеистоцени лесни седименти прекривају велика пространства у умереним географским ширинама Северне хемисфере. Њихово распрострањање може се пратити од југа Велике Британије, преко централне Европе и Азије па до истока Азије. Такође, простиру се у виду појаса од Аљаске до долина Мисисипи и Охајо. Леса има и у Јужној Америци и Новом Зеланду (Карта 1). Најмоћније лесно-палеоземљишне секвенце налазе се у Кини, на Кинеском Лесном Платоу (Kukla, 1987).



Карта 1. Дистрибуција леса и лесу сличних седимената 1) лес; 2) лесу сличних седимената (према Ресџи, 1990)

Лес на Кинеском Лесном Платоу покрива површину од око 440.000 km<sup>2</sup>, а моћност лесно-палеоземљишних секвенци креће се од неколико десетина метара па до преко 300 m (Ding et al., 1994).

Од пионирских истраживања Кукле и Тушенга, испитивања лесно-палеоземљишних секвенци, нарочито на Кинеском Лесном Платоу изродила су обиље података о регионалним и глобалним климатским флукуацијама током квартара.(Heller, Liu, 1984; Kukla, 1987; Kukla, An, 1989; Rutter et al., 1991; An et al., 1991; Ding et al., 1994; Porter, An, 1995; Derbyshire et al., 1995; Liu, Ding, 1998; An et al., 2001)

Лесно-палеоземљишне секвенце сачињене су од хоризоната леса и палеоземљишних комплекса који се назменично смењују. Лесне хоризонте карактерише масивна структура, висок садржај карбоната и бледо жута боја (2,5Y7/4) у сувом стању. Фосилна земљишта имају тамно браон боју (10YR3/3) или црвенкасто браон боју која настаје као резултат педогенетких процеса. Лесни хоризонти су настали током глацијалних периода плеистоцена, када је клима била сува са снажним ветровима који су преносили честице праха са места на којима су оне настале. С'друге стране у условима влажније и топлије климе током интерглацијалних периода формира се земљишни покривач, данас фосилна земљишта (Kukla, 1987; Kukla, An, 1989; Ding et al., 1994; Ding et al., 2002; An et al, 1991; Liu, Ding, 1998).

Током касног кенозоика, моћне еолске наслаге формиране су у средњем току Жуте Реке у Кини, у области Кинеског Лесног Платоа. Оне укључују лесно-палеоземљишне секвенце старости 2.6 милиона година (Liu, 1985; Kukla, An, 1989; An et al., 1990), *Hipparion Red-Earth Formation* или базални комплекс црвене глине старости од 8 до 2.6 милиона година (Sun et al., 1998; Ding et al., 2001; Qiang et al., 2001), плиоцене лесно-палеоземљишне секвенце у западном делу платоа (НАО, Guo, 2004) и миоцене лесне наслаге, такође у западном делу платоа (Guo et al., 2002). Комбинација ових еолских наслага претставља комплетан копнени запис климатских промена у последњих 22 милиона година (Guo et al., 2002, 2004).

## 1.2. Преглед досадашњих истраживања леса са аспекта конструкције временске скале и идентификовања Миланковићевих циклуса

Дугогодишњим истраживањем дубокоморских седиментата дошло се до закључка да је седиментација током времена била континуирана. Ова чињеница омогућила је да се очувани палеоклиматски сигнали за велика раздобља у потпуности реконструишу из ових архива. Депозиција оваквих седимената окарактерисана је као релативно једноставна и континуирана, јер је мало фактора који су могли да поремете процесе транспорта и седиментације. Генерално посматрано, дубокоморски седименти сачињени су од атмосферске прашине, пренешене ветром на велика растојања, и биогеног материјала, са примесама материјала које су преносиле реке и морске струје. Међу копненим климатским архивима, лес на Кинеском лесном платоу сматран је за јединствен палеоклиматски архив. Многа истраживања, изведена последњих 30 година, на профилима Лушуан (Luochuan), Зифенг (Xifeng) и Баоџи (Baoji) указују на чињеницу да су лесно-палеоземљишне секвенце у Кини формиране континуираном седиментацијом (Liu, 1985; Kukla, An, 1989; Rutter et al., 1991; Ding et al., 1993)

Моћне лесно-палеоземљишне секвенце на Кинеском Лесном Платоу у северној Кини (од 33° - 47° северне географске ширине и од 75° до 127° источне географске дужине) имају значај јединственог палеоклиматског архива (Heslop et al., 2000). У подини моћних наслага налазе се црвенкасти глинени седименти познати као Red Clay (Liu et al., 1985). Контакт између базалног комплекса црвене глине и леса датиран је палеомагнетним методама и старости је од 2.4 до 2.6 милиона година (Heller, Liu, 1982, 1984; Liu et al., 1987; Kukla, An, 1989; Rutter et al., 1990; Ding et al., 1991; Zheng et al., 1991; Ding et al., 1994). Од пионирског рада и истраживања Рихтофена на кинеском лесу многе секције описане су веома детаљно (Kukla, 1987). Лес и фосилна земљишта јасно указују на палеоклиматске флукуације, од доминантно глацијалних услова до интерглацијалних периода. Истраживања лесно-палеоземљишних секвенци довела су до стварања бројних палеоклиматских модела коришћењем разноврсних физичких параметара леса и фосилних земљишта (Heslop et al., 2000).

Бројна истраживања лесно-палеоземљишних секвенци показала су да докази о регионалним и глобалним палеоклиматским и палеоеколошким условима могу бити приказани различитим палеоклиматским индикаторима као што су: магнетни суцептибилитет (Heller, Liu, 1982, 1984; Liu et al., 1985, 1987, An et al., 1991; Zhou et al., 1990; Verosub et al., 1993; Maher, Thompson, 1995; Liu et al., 1995), гранулометрија (An et al.,

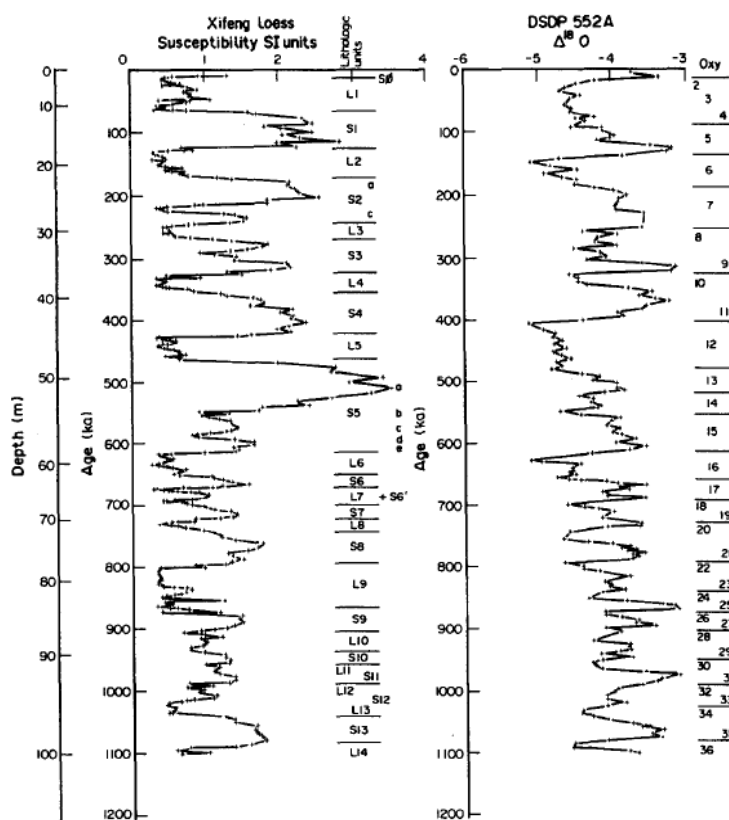
1991; Ding et al., 1994; Vandenberghe et al., 1997.), индекс хемијског распадања (Liu et al., 1995; Guo et al., 1998; Chen et al., 1999; Han et al., 1998), микроморфологија (Bronger, Heinkele, 1989; Guo et al., 1991; Rutter, Ding, 1993), палинолошке студије (Sun et al., 1997), фитолити (Lu et al., 1996), малакофауна (Rousseau, Wu, 1997) и односи изотопа кисеоника и угљеника (Han et al., 1997).

Магнетни суцептибилитет је широко коришћен као палеоклиматски параметар и веома добро осликава смену лесних хоризоната и фосилних земљишта. Од раних 80-их година XX века овај палеоклиматски параметар је употребљаван да би приказао смену глацијалних и интерглацијалних периода плеистоцена (An et al., 1990; Heller et al., 1993). Будући да су вредности магнетног суцептибилитета веће у палеоземљишним комплексима него у лесним хоризонтима, ове вредности осликавају топлије и влажније климатске услове, које многи истраживачи кинеског леса повезују са доминантним утицајем летњег монсуна (An et al., 1990). Истраживања стенског магнетизма указују да су веома ситни феримагнетни минерали педолошког порекла одговорни за високе вредности магнетног суцептибилитета у фосилним земљиштима (Zhou et al., 1990; Maher, Thompson, 1991). Вредности магнетног суцептибилитета, се такође посматрају као индикатори интензитета педогенетских процеса. Корелација вредности магнетног суцептибилитета са литостратиграфијом (Kukla, An, 1989), приказаном сменом лесних хоризоната и палеопедолошких комплекса, указује на чињеницу да је овај палеоклиматски параметар важан индикатор цикличних смена периода депозиције леса и формирња палеоземљишта (Guo, et al., 2004).

Посматрајући лесно-палеоземљишне секвенце Кинеског Лесног Платоа као продукт континуиране еолске депозиције седимената током последњих 2.6 милиона година многи истраживачи су конструисали временске скале користећи палеоклиматске параметре магнетног суцептибилитета и гранулометријских мерења. Најинтензивније су истраживани лесни профили Лушуан, Зифенг и Баоци. За профил Лушуан многи аутори су користећи различите методе створили временске скале (Lu et al., 1999). Међу првима били су Heller и Liu (Heller, Liu, 1982) који су захваљујући палеомагнетним мерењима установили да је основа лесно-палеоземљишног профила Лушуан 2.4 милиона година. Такође, су утврдили присуство граница палеомагнетних реверсија указујући на податак да временски оквир формирања лесног профила сеже далеко испод Олдувај палеомагнетне епизоде (Heller, Liu, 1982). Временски модел Лиу и сарадника (1985) сачињен је интерполацијом стопа седиментације између граница палеомагнетних реверсија чија је старост раније одређена. У овом моделу као полазна основа конструкције временског оквира узета је хипотеза да се стопе седиментације нису много разликовале између глацијалних и интерглацијалних

периода (Liu, et al., 1985). Користећи вредности магнетног суспектибилитета и границе палеомагнетних реверсија Кукла (Kukla, 1987) је сачинио временску скалу за лесно-палеоземљишну секвенцу Зифенг. Будући да су вредности магнетног суспектибилитета веће у фосилним земљиштима и да зависе од степена развијености палеоземљишта предложио је употребу својеврсног индекса који се добија дељењем дебљине хоризонта са вредностима магнетног суспектибилитета. Овако добијен индекс коришћен је за интерполацију између палеомагнетних реверсија. Добијена временска серија показивала је значајну подударност, како у амплитуди појединих врхова тако и у њиховом временском оквиру, са варијацијама изотоп кисеника измереним у дубокоморском језгру. На слици 21. приказана је временска крива Зифенг лесно-палеоземљишне секвенце и њена корелација са варијацијама изотоп кисеника измереним у дубокоморском језгру DSDP 552A (Shackleton et al., 1984; Zimmerman et al., 1984) за последњих 1.2 милиона година.

Релативна мера магнетног суспектибилитета изједначава разлике у стопама седиментације између појединачних лесних хоризоната и омогућује корелацију сваког глацијалног и интерглацијалног циклуса лесно-палеоземљишне секвенце са варијацијама кисеоника у дубокоморским језгрима (Kukla, 1987).



Слика 21. Временски модел Зифенг лесно-палеоземљишне секвенце (Kukla, 1987)

Множењем моћности стратиграфских јединица и интерполацијом између површине профила и Бринес Матујама границе створена је временска скала за Зифенг секвенцу (Ху, Liu, 1993). Вредности магнетног суцептибилитета за последњих 160 ку упоређене су са варијацијама угљен диоксида и деутеријума у леденим језгрима Востока са Антарктика. Примењујући и спектралну анализу на својим подацима утврдили су да је доминантан утицај 41 ку годишњег циклуса (Ху, Liu, 1993).

Кукла и Ан (Kukla, An, 1989) су на сличан начин начинили временски модел за Лушуан. Два лесно-палеоземљишна профила Лушуан и Зифенг, удаљена међусобно 160 km, упоређена су и искоришћена за конструисање литостратиграфског модела на Кинеском Лесном Платоу. Мерењем магнетног суцептибилитета и применом палеомагнетних метода утврдили су постојање три палеомагнетне реверсије на профилима чију су старост одредили на 2.5 милиона година (Kukla, An, 1989).

Временску скалу, независну од корелације са дубокоморским седиментима и параметрима Земљине орбите, објавили су Vandenberghe et al., 1997. Користећи резултате гранулометријских мерења поставили су апсолутну временску скалу за Лушуан лесно-палеоземљишну секвенцу. Метода коју су применили не укључује тунирање<sup>2</sup> резултата према теоријски израчунатим вредностима инсолације и орбиталних параметара, већ израчунавањем стопа седиментације за сваки литостратиграфски члан. На тај начин утврдили су трајање депозиције седимената, потом је за сваки узорак израчуната старост. Међутим, и поред тога што је створен временски модел различит у односу на претходне, за референтни део профила, старости од око 250 ку, коришћена је интерполација између тачака које су корелиране са орбитално тунираном кривом изотопа кисеоника  $\delta^{18}\text{O}$  (Martinson et al., 1987). Како су на профилу Лушуан записане флукуације климе током плеистоцена, емпиријски утврђен однос између гранулометријских параметара и стопа седиментације омогућава израчунавање старости сваког хоризонта. Као доказ успешности и тачности новоствореног временског модела за лес на Кинеском Лесном Платоу упоређена је старост палеомагнетних реверсија Јарамилхо и Олдувај на истраживном профилу са већ постојећим временским оквирима за ове периоде (Vandenberghe et al., 1997).

Ове иницијалне временске криве начињене су само на основу палеомагнетних мерења и мерења магнетног суцептибилитета и нису корелиране са параметрима Земљине орбите. Међутим, за све временске моделе за кинески лес заједничко је да користе границе палеомагнетних реверсија као контролне тачке при интерполацији (Guo, et al., 2004).

---

<sup>2</sup> Тунирање – процес конструисања временске скале из геолошких записа на начин да резултирајућа временска скала одговара одређеном временском моделу (теоријски израчунатим вредностима инсолација).



У другој групи временских модела коришћени су различити палеоклиматски параметри, пре свега магнетни сусцептибилитет и гранулометријске вредности, који су тунирани према теоријским вредностима параметара Земљине орбите (Ding et al., 2002). Каснија истраживања указала су на чињеницу да на вредности магнетног сусцептибилитета у лесно-палеоземљишним секвенцама утичу многи фактори као што су интензитет педогенезе, величина честица, садржај органске материје (Zhou et al., 1990; Meng et al., 1997; Sun, Liu, 2000). Претпоставка о константној депозицији седимента од које су полазили Кукла и сарадници (1988) не би могла бити оправдана. На читавом лесном платоу лесни хоризонти могу се посматрати као последица одређених синхроних климатских догађаја. Временске скале које за полазну основу имају константан однос неких палеоклиматских параметара у читавом профилу морале би бити ревидиране, јер на тај однос утичу бројни фактори као што су моћност лесних хоризоната, еолска депозиција материјала из локалних извора и слично.

С'друге стране, приступ орбиталног тунирања омогућује добијање бољих временских оквира за поједине стратиграфске јединице, чак и у случају да моћност појединих хоризоната знатно варира (Ding et al., 2002). Тунирање цикличних климатских промена записаних у лесним профилима са орбиталним ексцентрицитетом, нагибом осе ротације и климатском прецесијом, представља методу која даје веома добре резултате при конструкцији хронолошких скала. Орбитално тунирање врши се у временском домену и укључује корелацију истраживаних геолошких профила са варијацијама орбиталних параметара (Heslop et al., 2000).

Међутим, и код оваквог приступа постоје неке непознанице које могу угрозити тачност временских модела. Оне укључују такозвани 'lock-in' ефекат граница геомагнетних реверсија, нелинеарну стпоу акумулације седимената, фазну разлику између забележених климатских флукуација на копну у односу на ону у морским седиментима и параметрима Земљине орбите. Значајна тешкоћа, такође, произилази из чињенице да се на профилу моћности више од 150 m може пронаћи мали број контролних тачака (Guo, et al., 2004).

Временску скалу за лесно-палеоземљишну секвенцу Баоци методом орбиталног тунирања гранулометријских параметара објавили су Динг и сарадници 1994. године (Ding et al., 1994). Резултати гранулометријских мерења указују на то да су у лесним хоризонтима депоноване крупније честице, док у педокомплексима доминирају fine фракције. Овакве варијације гранулометријских параметара осликавају глацијално-интрглацијалне климатске варијације и снагу зимског монсуна. Метод коришћен у овој студији за формулацију орбиталне временске скале идентичан је SPECMAP методи (Imbrie et al., 1984). Тунирањем резултата гранулометријских анализа са елементима земљине орбите израђена је временска

скала за последњих 2.5 милиона година. Интерполацијом тачака између граница геомагнетних реверсија добијена је иницијална временска скала, које је пропуштана кроз дигиталне филтере центриране на периоде појединих елемената Земљине орбите. На тај начин одређене су додатне контролне тачке за коначну интерполацију и добијање коначне временске скале (Ding et al., 1994). На добијене резултате примењена је спектрална анализа како би се добиле фреквенције орбиталних параметара.

При оцени тачности временске криве за лесно-палеоземљишну секвенцу Баоци аутори су користили неколико критеријума. Први је поређење датума палеомагнетних реверсија датираних методом K/Ar (Harland et al., 1982) са истим тачкама на профилу; поређење резултата спектралне анализе са резултатима орбиталних параметара; поређење са постојећим палеоклиматским моделима добијеним тунирањем дубокоморских седимената.

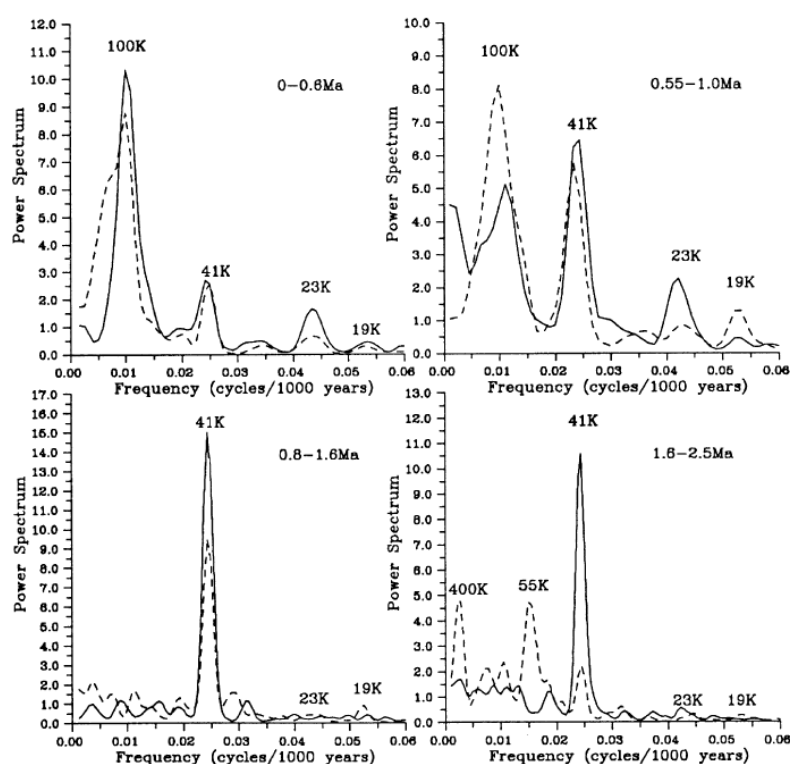
Резултати су показали веома добру подударност утврђених граница геомагнетних реверсија на профилу са датумима добијеним K/Ar методом. Такође, утврђена је добра кохеренција гранулометријске временске серије са орбиталним параметрима за читав истраживани период од 2.5 милиона година као и сличност добијене криве са временским моделима дубокоморских седимената DSDP 607 и ODP 677 (Ding et al., 1994).

И поред тога што се овај метод примењивао се на истраживања дубокоморских седимената, у наведеним истраживањима је створен нови начин конструисања временске скале за копнене климатске архиве који се и данас много користи.

Након ових резултата, уведен је још један метод за конструкцију временских серија на лесно-палеоземљишним секвенцама. Метод је назван *аутоматски орбитални метод за палеоклиматске записе* (*An automatic orbital tuning method for paleoclimate records*) (Yu, Ding, 1998). Тај метод предлаже употребу теоретских вредности параметара Земљине орбите као полазиште за конструкцију временске скале слично претходном при израчунавању коефицијената кореалције, с'што се примењује динамичка оптимизација. На тај начин омогућено је добијање најбољег временског слагања између референтне криве и палеоклиматских параметара. Овај метод примењен је на резултате гранулометријске анализе за лесно-палеоземљишну секвенцу Баоци и добијена крива упоређена је са већ постојећом (Yu, Ding, 1998).

Референтни климатски модел за лесно-палеоземљишну секвенцу Баоци искоришћен је за утврђивање присуства Миланковићевих циклуса (Liu et al., 1999). Спектрална анализа примењена је на четири временска интервала од 0-600 ку, 550 ку до милион година, 800 ку до 1.6 милиона и 1.6 до 2.5 милиона година и резултати су упоређени са дубокоморским језгром DSDP 607 (Слика 22). Резултати су показали да су промене доминантности

орбиталних периода на климатске флукуације синхроне на копну и у мору. Током последњих 600 ку доминантан је циклус ексцентрицитета Земљине орбите, да би у периоду од 800 ку до 1.6 милиона година био доминантан 41 ку циклус промена нагиба осе ротације. Током периода од пре 1.6 до 2.5 милиона година спектрална анализа гранулометријских резултата показује компликованији сплет него она у дубокоморским седиментима. У лесу је доминантан 400 ку годишњи циклус, а у дубокоморским седиментима циклус промена нагиба осе ротације. Решење поменутог проблема још није пронађено, али је овим анализама потврђено присуство Миланковићевих циклуса у континенталним климатским архивима (Liu et al., 1999).



Слика 22. Поређење резултата спектралне анализе за лесно-палеоземљишну секвенцу Баоџи (испекидана линија) и дубокоморско језгро (пуна линија) DSDP 607(Liu et al., 1999)

Лу и сарадници (1999) су поредили палеоклиматске варијације записане у лесно-палеоземљишној секвенци Лушун са теоријски израчунатим вредностима инсолације (Berger, Loutre, 1991) и начинили временску скалу тунирањем вредности магнетног суспектибилитета са инсолацијом на  $65^\circ$  северне географске ширине за последњих 2.5 милиона година. Свој временски модел поредили су са већ постојећим временским моделима за лесно-палеоземљишне секвенце на Кинеском Лесном Платоу. Резултати добијени указују на чињеницу да између временских модела постоје разлике и нејасноће које настају услед

примене различитих техника и различитих палеоклиматских параметара коришћених у датим студијама (Lu et al., 1999). Резултати спектралне анализе указују на присуство фреквенција веома блиских фреквенцијама утврђеним за Баоци лесно-палеоземљишну секвенцу (Ding et al., 1994, Liu et al., 1999). И поред утврђених разлика у односу на постојеће временске моделе, тестирања нове временске скале са апсолутним датумима палеомагнетних реверсија и кохеренција резултата спектралне анализе са орбиталним параметрима, створен је нови, поузданији временски оквир за лесни профил Лушуан (Lu et al., 1999).

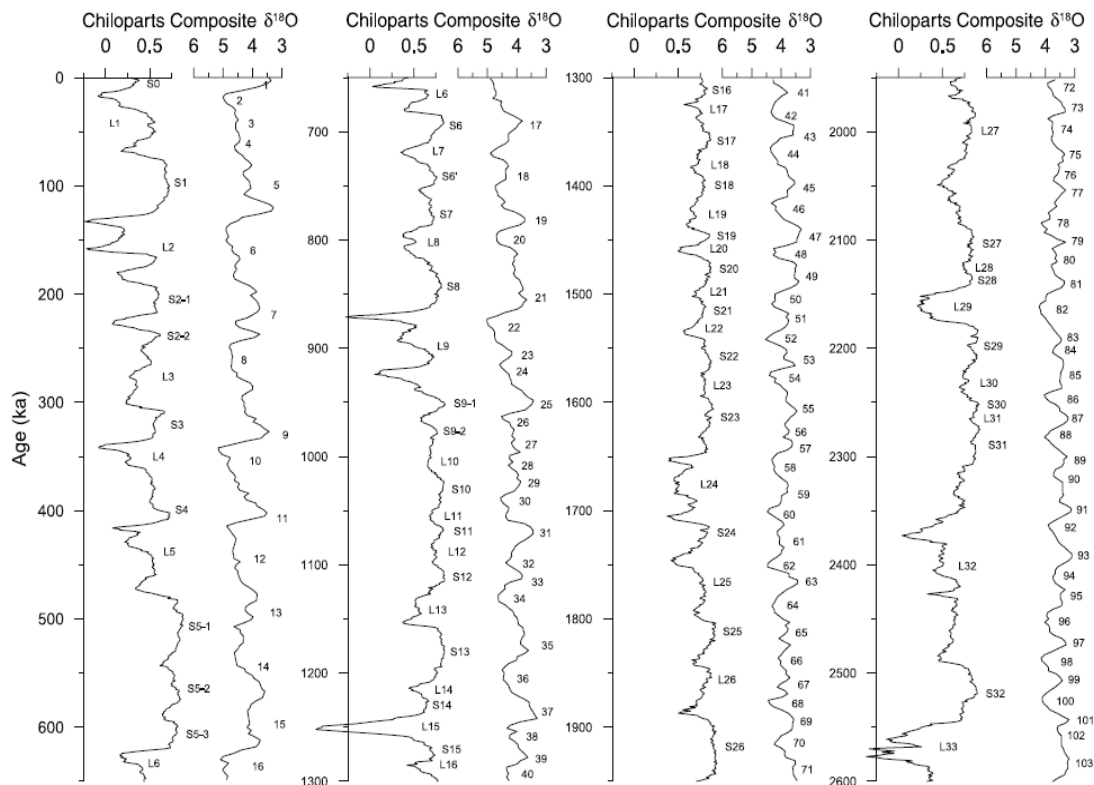
Нови хронолошки модел за лесно-палеоземљишне секвенце на Кинеском Лесном Платоу израдили су Хеслоп и сарадници (2000). Два лесна профила одабрана су за анализу:

1. Баоци са резултатима гранулометријских мерења и
2. Лушуан са резултатима мерења магнетног суцептибилитета.

Резултати овог модела поређени су са већ постојећим хронолошким скалама за Баоци (Ding et al., 1994) и Лушуан (Lu et al., 1999) секвенце.

Резултати су тунирани са теоријски израчунатим вредностима инсолације на 65° северне географске ширине (Laskar, 1990). Метод орбиталног тунирања се знатно разликовао од претходно примењених (Ding et al., 1994; Lu et al., 1999) у чињеници да дигитални филтери центрирани на периоде орбиталних елемената нису коришћени за добијање датих фреквенција. Корелација педокомплекса извршена је са максималним вредностима инсолације, ексцентрицитета и непарним маринско изотопским стадијумима, а лесних хоризоната са минимумима на кривој инсолације, ексцентрицитета и парним маринско изотопским стадијумима. Овако добијена временска скала омогућила је добијање побољшаног хронолошког модела за кинески лес и прецизну корелацију копнених климатских архива са дубокоморским записима (Heslop et al., 2000).

Примењујући *аутоматски орбитални метод за палеоклиматске записе* (Yu, Ding, 1998) Динг и сарадници (2002) тунирали су резултате гранулометријских мерења на пет различитих лесних профила на Кинеском Лесном Платоу са теоријски израчунатим вредностима промена нагиба осе ротације и прецесије, конструишући тако јединствену временску скалу названу *Chiloparts* (скраћеница од *Chinese loess particle timescale*) (Ding et al., 2002) за последњих 2.6 милиона година. Временска скала *Chiloparts* стоји у изузетно доброј корелацији са варијацијама  $\delta^{18}\text{O}$  у дубокоморским језгрима (Слика 23) (Ding et al., 2002).



Слика 23. Корелација *Chiloparts* временског модела са варијацијама  $\delta^{18}O$  у композитном дубокоморском језгру (Ding et al., 2002)

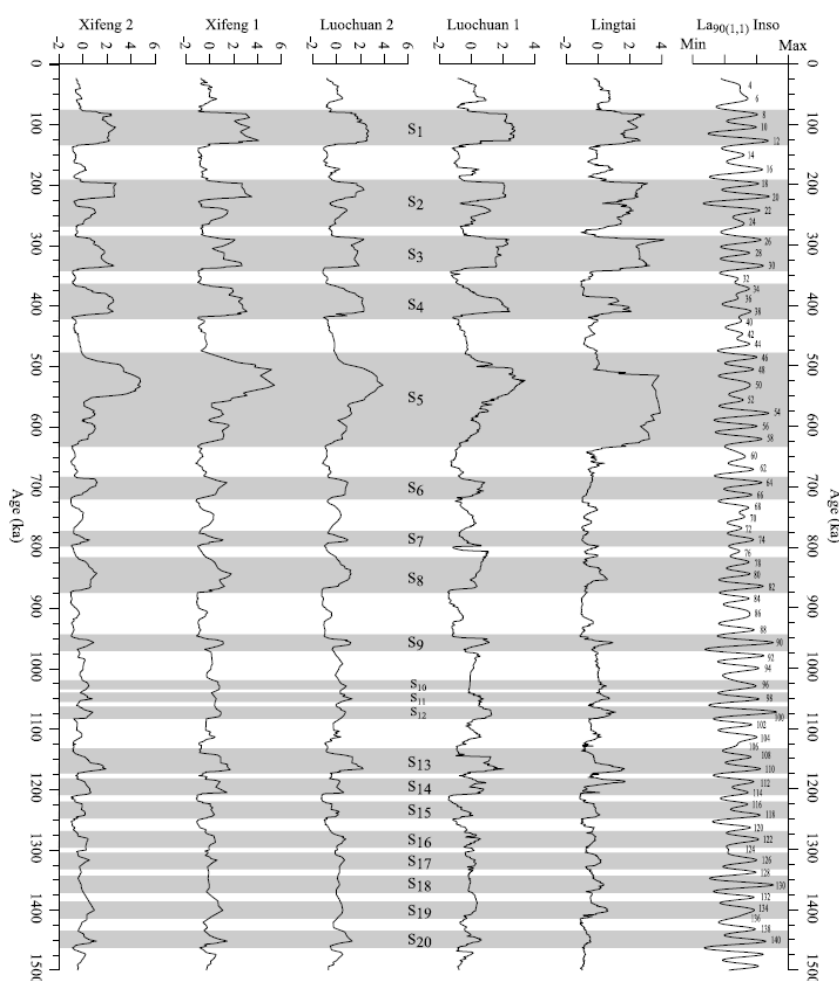
Гранулометријски параметри на кинеском лесу користе се при проучавању еволуције источноазијског монсонског система јер је величина честица у лесу индикатор снаге зимског монсуна. На основу палеомагнетних датума и модела сличног оном који су представили Ванденберге и сарадници (1997) створена је временска скала независно од орбиталног тунирања (Lu et al., 2002). Спектралном као и вејвлет анализом доказано је да се еволуција источно азијског зимског монсуна мењала сходно Миланковићевим циклусима, али да, такође, постоје циклуси другачијих фреквенција који се не могу везати за орбиталне параметре (Lu et al., 2002).

Комбинацијом два метода који су развили Ding et al., 1994 и Yu, Ding, 1998 створена је временска скала централноазијског леса, за лесно-палеоземљишну секвенцу Кашманигар (Chashmanigar), током последњих 1.77 милиона година (Ding et al., 2002).

Тунирањем резултата гранулометријских мерења са кривама прецесије и промене нагиба осе ротације створен је детаљан временски модел за лес у Централној Азији. Криве магнетног суспектибилитета, гранулометријског састава и колориметријских мерења као и резултати спектралне анализе веома лепо документују доминантност астрономских параметара током плеистоцена. Такође, средње-плеистоцена транзиција, која показује промену доминантног 41 ку циклуса на доминантни 100 ку циклус видљива је у резултатима.

Компарацијом Кашманигар лесно-палеоземљишне секвенце са Линтаи (Lingtai) секвенцом у Кини као и са дубокоморским језгром ODP 677 утврђено је да климатске плеистоцене флукуације записане у централно-азијском лесу показују изванредну подударност са кинеским лесом и варијацијама изотопа кисеоника у океанским седиментима. Сматра се да је формирање лесно-палеоземљишних секвенци у Кини и Централној Азији било условљено запремином ледених покривача на копну током плеистоцена, иако су различити системи ветрова довели до транспорта и депозиције лесне прашине (Ding et al., 2002).

Средње плеистоцена транзиција, која означава смену доминантних астрономских циклуса и њихов утицај на климатске флукуације, представља значајан процес у еволуцији палеоклиматских промена. Током овог периода до тада доминантан циклус промене нагиба осе ротације смењује циклус ексцентрицитета Земљине орбите (Heslop et al., 2002). Овакве промене забележене су и испитиване у дубокоморским седиментима.



Слика 24. Орбитално тунирање магнетног суцептибилитета на три лесно-палеоземљишне секвенце са теоријски израчунатим вредностима инсолације (Heslop et al., 2002)

У терестричним архивама, многи научници су сматрали да раније климатске транзиције, као што је почетак глацијације на Северној хемисфери пре око 2.6 милиона година (An et al., 2001), могу бити под утицајем еволуције монсунског система и издизања Тибетанског платоа. Изнето је мишљење да је током издизања Тибета, он достигао довољну висину да би се нашао у зони криосфере пре око 800 ку, чиме се алbedo повећао. То је довело до хлађења ваздуха при површини Земље и повећавања Тибетанског антициклона. Такав механизам довео би до глобалног захлађења и ојачавања зимског монсуна због разлика у температурном градијенту између високопланинских области и екватора (An et al., 2001, Fang et al., 1999). Лесно-палеоземљишне секвенце у Кини омогућавају испитивање еволуције монсунског система, и пружају могућност увида у климатске флукуације током читавог периода средње плеистоцене транзиције. Такав климатски запис који је захваљујући детаљној астрохронолошкој методи (Heslop et al., 2000) представљен у временском домену показује време и магнитуду ових промена као и могући утицај издизања Тибета на овај процес (Heslop et al., 2002).

Применом вејвлет анализе на резултате мерења магнетног суцептибилитета на три различите секвенце од стране различитих аутора, и њиховим поређењем са дубокоморским седиментима је доказано, да је почетак доминације циклуса ексцентрицитета синхрон на копну и у мору (Слика 24). Међутим, анализа у временском домену показала је да је у периоду пре средње плеистоцене транзиције источно-азијски зимски монсун ослабио док се запремина леда на копну повећавала. То указује да палеомонсунски систем није био примарни механизам који је довео до палеоклиматских промена (Heslop et al., 2002).

Применом методе која за основу има израчунавање стопа седиментације и интерполацију између интервала узорковања (Vandenberghe et al., 1997, Porter, An, 1995), створене су независне временске скале за Лушуан и Зифенг лесно-палеоземљишне секвенце (Lu et al., 2004). Резултати спектралне и вејвлет анализе показују присуство следећих циклуса од 400 ку, 200 ку, 100 ку, 66 ку, 57 ку, 41 ку, 31 ку, 27 ку и 22 ку. Резултати су такође показали да неки од орбиталних циклуса нису пронађени. Доминантност циклуса прецесије, и веома слаба магнитуда краћих орбиталних циклуса, објашњава се релативно кратком временском резолуцијом у педокомплексима иако су ови циклуси забележени у лесним хоризонтима. Наиме, педогенетски процеси током интерглатијалних периода и веома ниска стопа седиментације, довели су до тога да ови орбитални циклуси у палеоземљиштима буду уништени (Lu et al., 2004).

Примењујући исти временски модел (Porter, An, 1995) сачињена је временска скала за Шаго (Shagou) лесно-палеоземљишну секвецу. На добијеним резултатима испитиване су главне климатске терминације и њихова корелација са инсолацијом у току последњих 800 ку (Wu et al., 2005). Временски модел има много сличности са претходно конструисаним временским скалама за карактеристичне лесне профиле на Кинеском Лесном Платоу. Временски оквир на граници између педокомплекса и лесних хоризоната у доброј је корелацији са терминацијама забележеним у маринским седиментима. Терминације се јављају у време максимума или пораста јулске инсолације на Северној хемисфери, упућујући на закључак да инсолација може бити фактор који је утицао на појаву терминација у кинеском лесу. Ови резултати директно подржавају Миланковићеву теорију (Wu et al., 2005).

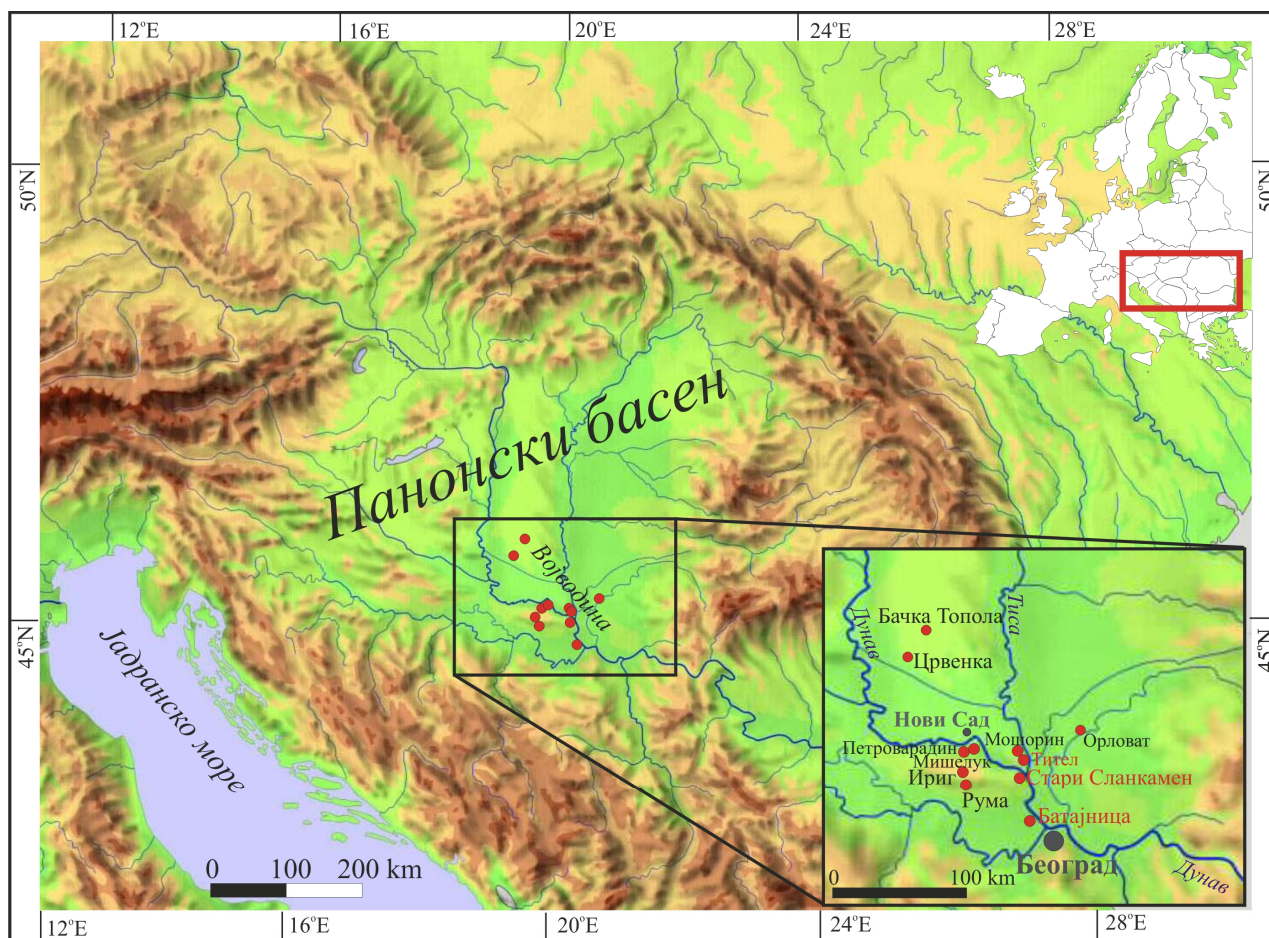
Лесно-палеоземљишне секвенце на Кинеском Лесном Платоу изучаване су како би се одгонетнула еволуција источно-азијског монсунског система (An et al., 1990; Liu, Ding, 1998; An, 2000). Палеоклиматски параметри као што је магнетни суцептибилитет и гранулометријски састав могу веома добро указати на промене у монсунској циркулацији. Да би се еволуција источно-азијског монсунског система могла детаљно истраживати неопходно је створити поуздан временски модел (Sun et al., 2006). Тунирањем резултата гранулометријских мерења и магнетног суцептибилитета добијена је унапређена временска скала за кинески лес као и базални комплекс црвене глине, за последњих 3.6 милиона година. При формирању временске скале коришћен је метод динамичке оптимизације (Yu, Ding, 1998). Резултати су показали да су границе магнетних реверсија старије, што је у сагласности са *lock-in* ефектом карактеристичним за лесне седimente. Спектрална анализа показала је присуство Миланковићевих циклуса, указујући на чињеницу да је на летњи и зимски монсун највећи утицај имао циклус ексцентрицитета, потом нагиба осе ротације и на крају прецесије (Sun et al., 2006).



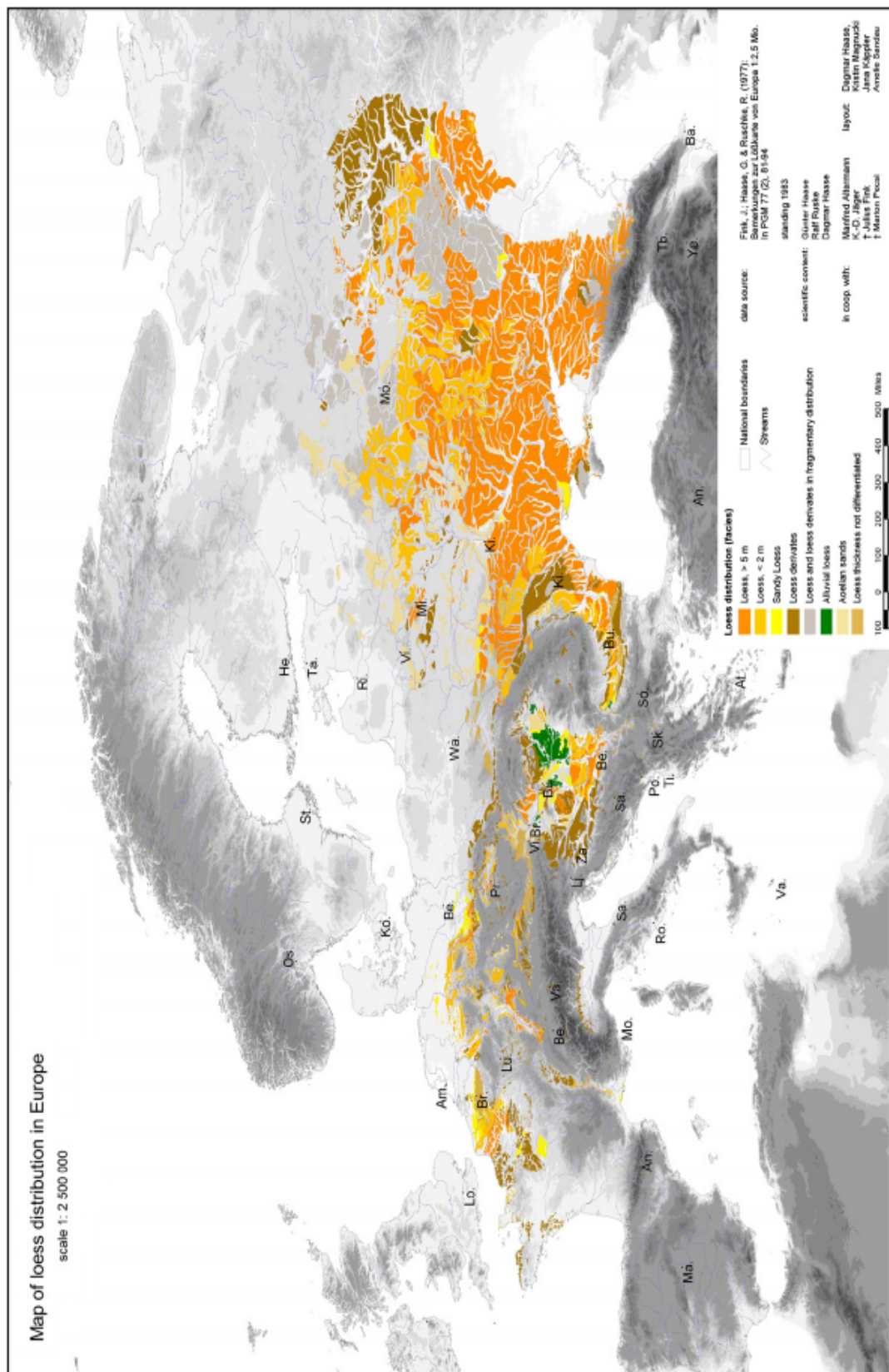
### 1.3. Лес у Војводини

Европски лесни појас се протеже на великој површини, од Атланског океана до Урала, али се одликује релативно малом моћношћу (Карта 3). Највећи део европских лесно-палеоземљишних секвенци формиран је током горњег плеистоцена (Frechen et al., 2003), док су старије лесне наслаге ређе (Kukla, 1975, 1977, 1987, 1988). Због тога, савремена истраживања леса у нашој земљи, која указују да се на овом простору лесне-палеоземљишне секвенце стварају током последњих 1.000.000 година, упућују на њихов изузетан значај за реконструкцију плеистоцених климатских и еколошких промена на европском копну. Ова истраживања су показала да се лесне-палеоземљишне секвенце у нашој земљи убрајају у ред најстаријих и најкомплетнијих у Европи (Marković et al. 2003, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, in press).

У Војводини, више од 60% њене територије прекривено је лесом и лесу сличним седиментима (Карта 2). Депозиција материјала на овом простору отпочела је током раног плеистоцена, а кулминирала током касног плеистоцена (Marković et al., 2003, 2008).



Карта 2. Распрострањеност леса у Војводини (према Marković et al., 2008)

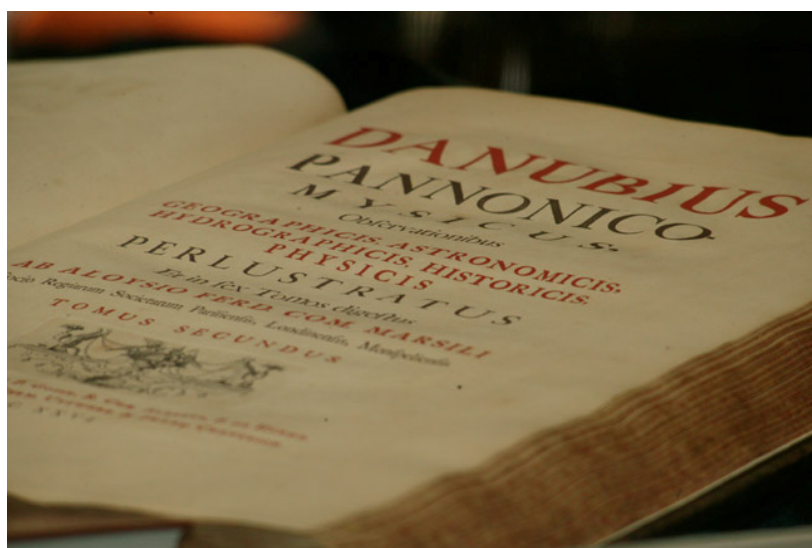


Карта 3. Распространяење лесе у Европи (Haase et al., 2007)

Комплексан рељеф Војводине детерминисао је услове еолске депозиције лесе као и пост-депозиционе процесе. Типичан лес наталожен је на лесним платоима. Између алувијалних равни Дунава, Тисе, Саве и Тамиша налази се шест дисконтинуираних платоа на

којима је депонован типичан лес. Ове лесно-палеоземљишне секвенце представљају најзначајније регионалне палеоклиматске и палеоеколошке архиве (Marković et al., 2008).

Враћајући се на чињеницу да су средње плеистоцене лесне наслаге у Европи ретке (Карта 3), са сигурношћу можемо тврдити да палеоклиматски и палеоеколошки запис очуван у лесно-палеоземљишним секвенцама у Војводини има регионални, континентални, па чак и глобални значај. Стога, јединствене карактеристике лесне-палеоземљишних секвенци у Војводини су будиле интерес и биле предмет проучавања бројних истраживача. Први научни опис лесно-палеоземљишних секвенци у нашој земљи начинио је аустријски официр Луиђи Фердинандо Марсили (Luigi Ferdinando Marsigli), који је као високи официр аустријске војске, имао задатак да установи границе између турског и аустријског царства. Провео је много времена у Петроварадину, Тителу и Старом Сланкамену, веома близу најзначајнијих лесних профила у Војводини. И поред војничких дужности, успео је да истражи лесне наслаге у непосредној близини војничких утврђења. Своје опсервације објавио је у импозантној шестотомној књизи *Danubius Pannonico Mysicus* (Marsigli, 1726) (Слика 25).



Слика 25. *Danubius Pannonico Mysicus*

([www.boteh.hu](http://www.boteh.hu))

Гроф Марсили описује литологију десне обале Дунава указујући на то да се састоји од црног рецентног земљишта на топографској површини **A** - *Terra fructifera pinguis nigra et creatacea* (плодно црно, карбонатно земљиште) и жуто-сиве глинене земље **B** - *Terra lutosa cinerive et in fragmento creatacea priabilis* унутар које се јавља црно фосилно земљиште са слојем кредних састојака (кречних конкреција) **C** - *Terra nigra fructifera pinguis* (Слика 26).



Слика 26. Марсилијев опис лесно-палеоземљишних секвенци на обали Дунава (Marković et al., 2009)

Марсилијев опис лесно-палеоземљишних секвенци објављен је век раније него пионирска истраживања Карл Цесар фон Леонарда (Karl Cäsar von Leonhard). Након Марсилијевих истраживања, лесне насlage постају значајне као најбољи архив палеоклиматских и палеоеколошких флукуација током квартара.

Крајем XIX и почетком XX века квартарни седименти данашње Војводине привлаче пажњу аустријских и мађарских геолога Волф, Кох, Халавач, Чолноки, Швалм (Wolf, 1870; Koch, 1895; Halavats, 1895, 1897, 1915; Cholnoky, 1902, 1910; Schwalm, 1911) који започињу детаљнија истраживања.

У периоду између два светска рата јављају се и први радови домаћих истраживача: Горјановића (Gorjanović-Kramberger, 1910, 1914, 1922; Горјановић, 1921), Ласкарева (Laskarev, 1922, 1926; Ласкарев 1938). Велики допринос проучавању квартарних седимената на простору Војводине и читаве наше земље дала је Јелена Марковић-Марјановић (1931, 1948, 1949а, 1949б, 1950а, 1950б, 1950в, 1951а, 1951б, 1951в, 1952а, 1952б, 1954а, 1954б, 1955, 1956, 1965, 1970, 1973, 1976, 1977; 1972а, 1972б, 1972в, 1974, Marković-Marjanović, 1960, 1964, 1968, 1969а, 1969б, 1970, 1974, 1977).

Треба поменути и следеће референце: Александровић (1954, 1956, 1957, 1961, 1971, 1974), Љубица Рудолф-Весић (1955), Рудолф-Весић и Обрадовић (1948), Јовановић и Весић (1961), Фекете (1972), Букуров (1975, 1982, 1984), Вељовић (1975/76), Стевановић (1977а, 1977б, 1977в; Стевановић и сар., 1992), Милић (1978), Димитријевић (1985, 1988), Крстић (Крстић, 1984, 1985, 1988а, 1988б, 1992; Крстић и Димитријевић, 1988; Крстић и сар., 1983, 1985, 1988).

Током 70-тих година XX започињу и прва истраживања иностраних истраживача на нашим лесним профилима: Бутрим (Jan Butrym), Бронгер (Arnt Bronger), Марушчак (Henryk Maruszczak) (Bronger, 1969, 1971, 1975, 1976, 2003; Bronger and Heinkele, 1989a, 1989b; Bronger et al., 1995, 1998; Butrym, 1974; Зеремски и сар., 1991; Singhvi et al., 1989).

Вођен претпоставком о значају лесних творевина на овом простору др Слободан Марковић професор на Природно-математичком факултету, тада асистент, заједно са професором Џорџом Куклом са Њујоршког Колумбија Универзитета започео је систематска истраживања лесно-палеоземљишних секвенци на лесном профилу Чот у Старом Сланкамену, у другој половини деведесетих година XX века. Приликом прелиминарних истраживања уочена је сличност између кинеског и војвођанског лесно-палеоземљишног палеоклиматског записа која је навела Марковића и Куклу (Marković and Kukla, 1999) да предложе нову стратиграфску номенклатуру наших лесно-палеоземљишних секвенци (Табела 6).

Табела 6. Стратиграфска номенклатура лесно-палеоземљишних секвенци у Војводини  
(Marković and Kukla, 1999)

Стратиграфска јединица	Стратиграфска подјединица
SL S1 палеоземљиште	SL S1 SS1
	SL S1 LL1
SL L1 лес	SL L1 SS1
	SL L1 LL1

Ознака “S” означава палеоземљиште, а “L” представља лесни хоризонт (Kukla, 1987). Стратиграфска номенклатура лесно-палеоземљишних слојева на територији Војводине, са префиксом “SL” представља ознаку референтног профила у Старом Сланкамену (Табела 6). Међутим, касније да би се избегле евентуалне грешке и забуне стратиграфска номенклатура лесно-палеоземљишних секвенци на територији Војводине мења префикс “SL” у префикс “V”. Префикс “V” представља референцу стандардне плеистоцене лесно-палеоземљишне стратиграфије у Војводини (Табела 7).

Табела 7. Нова стратиграфска номенклатура лесно-палеоземљишних секвенци у Војводини  
(Marković et. al., 2008)

Стратиграфска јединица	Стратиграфска подјединица
V S1 палеоземљиште	V S1 SS1
	V S1 LL1
V L1 лес	V L1 SS1
	V L1 LL1

У сарадњи са еминентним светским стручњацима вршена су мултидисциплинарна истраживања лесно-палеоземљишних секвенци, која су укључивала лито и педостратиграфска испитивања, варијације магнетног суцептибилитета, гранулометрије, садржаја карбоната, малаколошке анализе, аминокиселинску рацемизацију, луминесценцно датирање.

Резултати ових анализа објављени су у великом броју научних радова, у најеминентнијим светским научним часописима и тако ставила у фокус лесно-палеоземљишне секвенце у Војводини као регионалног и континенталног архива значајног за разумевање механизма одвијања палеоклиматских и палеоеколошких промена током средњег и горњег плеистоцена на Евроазијском копну.

Истраживања лесног профила Мишелук (Marković et. al., 2004) која су укључивала гранулометријска мерења, магнетни суцептибилитет, малаколошке анализе и аминокиселинску рацемизацију, омогућила су стратиграфску корелацију са значајним централно европским локалитетима. Резултати магнетног суцептибилитета и седиментолошких анализа указали су на чињеницу да се током последњих 150 ку одиграла смена неколико хладних и сувих периода као и топлих и влажних периода. Малаколошке анализе, односно присуство хигрофилних врста и врста које преферирају затворени вегетациони покривач, довеле су до закључка да су на простору овог дела наше земље доминирали нешто влажнији палеоклиматски услови него у другим деловима Панонског басена. Ови резултати упућују на закључак да је овај део Фрушке горе имао рефугијални карактер у периодима акумулације лесне прашине.

Истраживања на јужним падинама Фрушке горе, односно лесног профила у Руми укључила су примену сличних анализа (Marković et. al., 2004, 2006). Резултати аминокиселинске геохронологије омогућили су корелацију хоризоната SL L1-S1, SL L2-S2, SL L3-S3 и SL L4 са глацијалним циклусима В, С, D и Е утврђеним на другим централно европским

локалитетима. Три последња глацијално-интерглацијална циклуса у лесно-палеоземљишним секвенцама у Руми омогућавају детаљну реконструкцију палеоклиматских и палеоеколошких флукуација. Седиментолошке, магнетне и малаколошке анализе упућују на закључак да су на овим просторима владали нешто сувљи климатски услови него у другим деловима Карпатског (Панонског) басена током последњих 350 ку.

Сличне анализе спроведене су на лесном профилу у Петроварадину (Marković et. al., 2005). Истраживања последњег глацијалног циклуса довела су до сличних закључака као и предходна испитивања у Руми и Мишелуку.

Лесни профил у Иригу омогућио је реконструкцију локалних и регионалних палеоклиматских и палеоеколошких услова током касног плеистоцена (Marković et. al., 2007). Спроведена су седиментолошка, педолошка, магнетна и малаколошка испитивања која су довела до закључка да су на овим просторима током последњих 150 ку доминирали топлији и сувљи палеоеколошки услови него у другим деловима Панонског басена. Интересантни су резултати малаколошких анализа који указују на то да су јужне падине Фрушке горе биле биогеографско „острво“, на којима су, током глацијалних периода, доминирале ксерофилне и термофилне врсте, чак и током најхладнијих фаза касно плаеистоцених глацијалних епоха.

Ревизију лесно-палеоземљишних секвенци горњеплеистоцене старости са подручја Војводине дају Марковић и сарадници (2008). Дефинисана је нова стратиграфска номенклатура лесно-палеоземљишних секвенци у Војводини са префиксом „V“ који упућује на референцу стандардне плеистоцене лесно-палеоземљишне стратиграфије у Војводини. Геохронологија последњег глацијално-интерглацијалног циклуса, заснована на луминесцентном датирању и аминокиселинској рацемизацији, омогућила је корелацију горњеплеистоцених седимената у Војводини са сличним лесним наслагама у Европи. Представљени резултати нагласили су значај лесно-палеоземљишних секвенци у Војводини за реконструкцију касноплеистоцене климатске еволуције на овом делу европског копна.

Бугл и сарадници (2008) извршили су геохемијска мерења узорака леса са профила у Батајници и Старом Сланкамену заједно са узорцима са других профила југоисточне и источне Европе, Мирче Вода у Румунији (Mircea Voda) и Стари Кајдаки у Украјини (Stary Kaydaky) у циљу откривања извора материјала. Добијени резултати наводе на закључак да су главни извор материјала при формирању лесно-палеоземљишних секвенци у Војводини биле алувијалне равни река, Дунава, Тисе и њихових притока.

Истраживање последњег глацијалног циклуса на лесном профилу Сурдук које је укључивало луминесцентно датирање и мерење магнетног суцептибилитета омогућило је боље схватање климатских флукуација (Fuchs et al., 2008).

Бугл и сарадници (2009) на основу мерења магнетног суцептибилитета извршили су стратиграфска истраживања у Батајници и Старом Сланкамену заједно са другим профилима Мирче Вода у Румунији и Стари Кајдаки у Украјини, што је омогућило корелацију са лесно-палеоземљишним секвенцама у Кини и дубокоморским седиментима ODP 677. Стопе седиментације за поменуте профиле су такође израчунате коришћењем различитих временских модела. Израчунате су и стопе палеопрципитације на основу односа вредности магнетног суцептибилитета и количине падавина. На основу добијених резултата закључено је да је количина падавина била већа у старијим интерглацијалним периодима што упућује на постепену аридизацију овог дела европског копна.

Мерења магнетног суцептибилитета, гранулометријске анализе, органског угљеника, луминесцентног датирања и датирања угљеником  $C^{14}$  извршена су на профилу Сурдук (Antoine et al., 2009). Резултати су показали да лесно-палеоземљишна секвенца Сурдук представља комплетан запис последњег глацијално-интерглацијалног циклуса. Поређењем са сличним локалитетима у западној, централној и источној Европи закључено је да су током формирања ове секвенце доминирали сувљи климатски услови. Резултати гранулометријских параметара корелирани су са Гренландским леденим језгром GRIP.

Поред примене анализе палеоклиматских параметара, магнетног суцептибилитета, гранулометријског састава, Бокхорст и сарадници (2009) користе и геохемијске анализе на лесно-палеоземљишним секвенцама последњег глацијалног циклуса на профилима у Војводини, Тителској старој циглани, и Украјини. Односи алкалних хемијских елемената, на основу резултата њихових анализа, указују на могућност примене овог метода при одређивању интензитета распадања примарних минерала у условма повећене прципитације.

Детаљне резултате мерења магнетног суцептибилитета на профилу у Батајници објавили су Марковић и сарадници (2009). На основу варијација вредности магнетног суцептибилитета предложен је нови стратиграфски метод који је корелаиран са дубокоморским изотопским моделом и сличним лесно-палеоземљишним секвенцама на евроазијском континенту. Резултати палеопедолошких истраживања, тачније рубификације, заједно са мерењем магнетног суцептибилитета омогућавају реконструкцију палеоклиматских и палеоеколошких флукуација током последњих пет глацијално-интерглацијалних циклуса.



Примена најновијих метода луминесцентног датирања на лесно-палеоземљишној секвенци у Старом Сланкамену (Schmidt et al., 2010 ) довела је до резултата који су у доброј сагласности са већ постојећим хроностратиграфским моделом (Marković et al., 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009).

Метод назива „wiggle matching“, тестиран је на два лесна профила у Војводини, Тителској старој циглани и Велики Сурдук код Мошорина (Bokhorst, Vandenberghe, 2009). Циљ студије био је да се докаже хипотеза да овај метод даје добре резултате уколико се користи више палеоклиматских параметара и уколико су секције на малој удаљености.

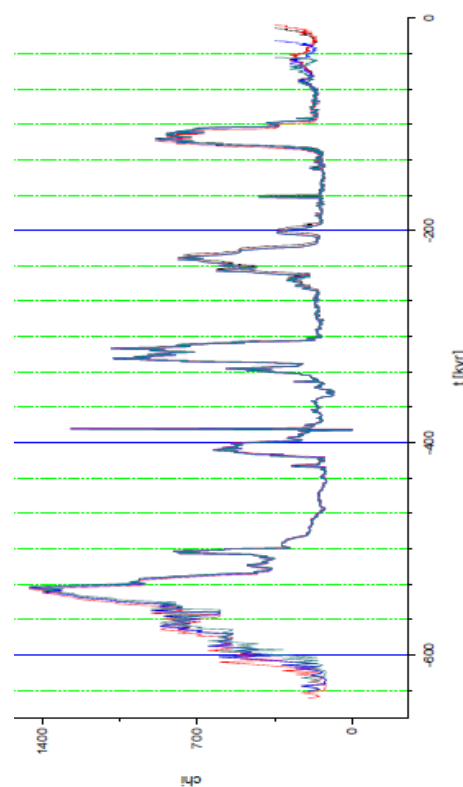
Метод конструкције временске скале назван *Метод варирања тачака* развио је Гаврилов (2010). Поменуто метода подразумева:

1. спаривање тачака и класификација тачака по поузданости
2. варирање тачака по временској скали на основу придружене поузданости и проширење скупа тачака
3. фит проширеног скупа тачака, различитим функцијама при различитим параметрима варирања
4. конверзија дубинске скале у временску серију на основу предходно добијених параметара фита (Gavrilov et al., 2009; Гаврилов, 2010).

*Метод варирања тачака* примењен је на лесно-палеоземљишне секвенце Тителског брега и на тај начин конструисана је временска скала за последњих 650 ку (Слика 27).

Временска серија добијена „Методом варирања тачака“ подвргнута је спектралној анализи. Констатовано је да вредности спекта морају бити поређене са сличним резултатима добијеним за различите лесно-палеоземљишне секвенце, што би омогућило идентификовање свих вредности добијеног спектра (Gavrilov et al., 2010).

Најновија истраживања једног од најзначајнијих лесних профила у Војводини, Стари Сланкамен још јаче истичу значај ове секције као јединственог палеоклиматског записа на европском копну (Marković et al., 2011). Применом палеомагнетних мерења утврђено је присуство промене магнетног поларитета од нормалног ка реверзном, што је јединствено за



Слика 27. Временска скала конструисана Методом варирања тачака (Гаврилов, 2010)

лесно-палеоземљишне секвенце у Војводини (Слика 28). На основу магнетостратиграфских и аминостратиграфских анализа доказано је да лесни профил у Старом Сланкамену чува јединствен палеоклиматски и палеоеколошки запис за последњих милион година.

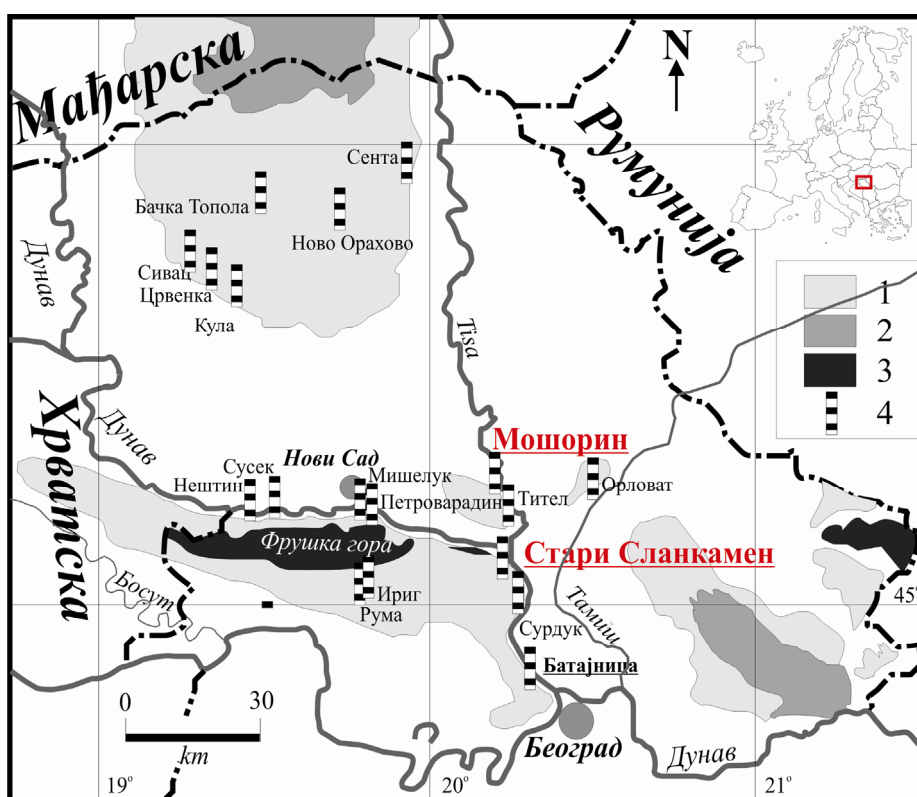
Временски модел војвођанског леса формиран је на основу методе Heslop et al., 2000, где су максимуми инсолације повезивани са палеоземљиштима а минимуми са лесним хоризонтима (Marković et. al., in press). Спектрална анализа временске серије показује значајна поклапања са резултатима добијеним истраживањем кинеског леса што указује на значај лесно-палеоземљишних секвенци у Војводини као јединственог палеоклиматског архива.



Слика 28. Положај Бринес-Матујама границе нормалног и реверсног поларитета на профилу Стари Сланкамен (Фото Ђ. Васиљевић)

## 2. МАТЕРИЈАЛ И МЕТОДЕ ИСТРАЖИВАЊА

Пре самог поступка мерења палеоклиматских и палеоеколошких параметара у лабораторији извршено је теренско истраживање. Основу овог рада чине две локације на којима су отворени профили који спадају у најзначајније палеоклиматске архиве у нашој земљи. На Тителском лесном платоу отворено је три субпрофила, а у Старом Сланкамену један профил (Карта 4).



Карта 4. Положај истраживаних лесно-палеоземљишних секвенци у Војводини (на основу Marković et al., 2004). Легенда: 1. Лесни платоу (заравни); 2. Пешчаре; 3. Фрушка гора; 4. истраживани лесни профили.

Теренска истраживања су укључивала детаљан опис лесно-палеоземљишних секвенци и узимање узорака за лабораторијске анализе. Прикупљени узорци допремљени су лабораторију Катедре за физичку географију, Универзитета у Бајроту (Laboratory for palaeo- and enviromagnetism at the Chair of Geomorphology, University of Bayreuth) где су извршена мерења магнетног сусцептибилитета.

## 2.1 Опис локалитета и узимање узорака

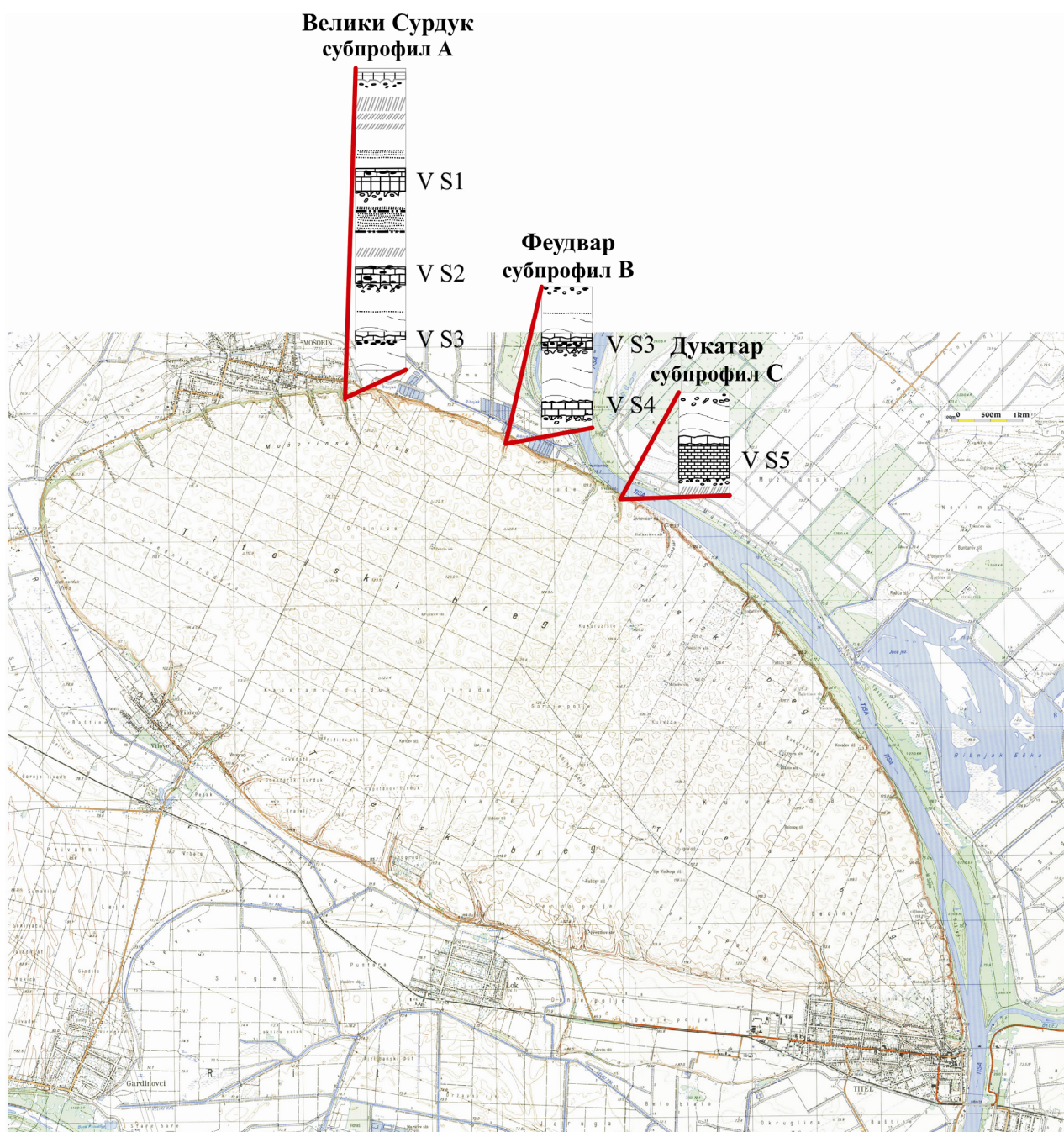
Правилна припрема профила за узимање узорака је од суштинског значаја за добијање репрезентативних резултата при анализи узетих узорака. Наиме, услед спирања и одроњавања на површини профила могу се створити колувијални наноси знатне дебљине који у великој мери кваре доследност резултата лабораторијских испитивања. Почетни поступци односе се на одстрањивање површинског лесног слоја по вертикали, како би се дошло до слојева ослобођених од колувијалних наноса и рецентне вегетације.

Детаљно истраживани локалитет који представља најмаркантније лесне одсеке на основу литолошких и хронолошких параметара, се налази у јужном делу Војводине, Бачке (Карта 4) на северном делу Тителског брега.

Теренска истраживања поменутих локалитета започета су 2005. године. На Тителском брегу отворена су три субпрофила на различитим локацијама у насељу Мошорин.

Субпрофил А отворен је на локалитету Велики Сурдук, у јужном делу насеља Мошорин (Карта 5). Велики Сурдук има генерални правац пружања север-југ. Место за отварање профила изабрано је због изузетне моћности лесно-палеоземљишних секвенци. Географске координате локалитета су  $\lambda=45^{\circ} 17,776'$ ,  $\phi=20^{\circ} 11,285'$ . Субпрофил А моћности је 33 m. На овом локалитету поред рецентног земљишта V-S0 откривена су и три најмлађа лесна хоризонта V-L1, V-L2 и V-L3. Лесни хоризонти раздвојени су педокомплексима V-S1, V-S2 и V-S3.

Субпрофил В отворен је на локалитету Феудвар, југоисточно од Великог Сурдука (Карта 5). Моћности је 16 m. На отвореном Субпрофилу В, удаљеном 3 km од првог локалитета у Великом Сурдуку, откривени су палеоземљишни комплекси V-S3 и V-S4. Поменути педокомплекси раздвојени су лесним наслагама V-L3 и V-L4.



*Карта 5. Топографска карта Тителског брега са местима на којима су отворени лесни профили.*

Субпрофил С се налази на локалитету Дукатар, на стрмом лесном одсеку, у непосредној близини обале Тисе (Карта 5). Субпрофил С на ком су откривени најстарији седименти Тителског брега има укупну моћност од 10 m. На овом локалитету су изложени најстарији лесни хоризонт V-L5 и најстарији педокомплекс на Тителском брегу V-S5.

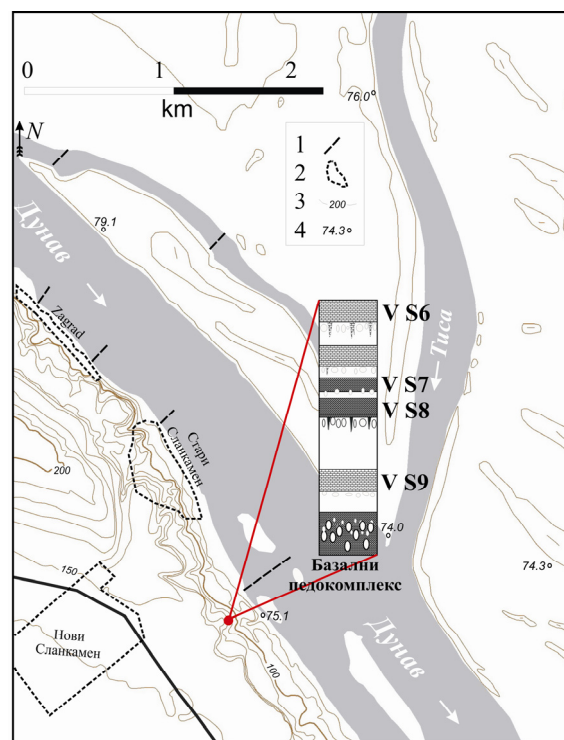
Приликом теренских истраживања и узимања узорака долазило је до преклапања узетих узорака. Наиме, узорци из доњег дела субпрофила А преклапају се са узорцима

узетим из горњих делова субпрофила В, а узорци из доњих делова субпрофила В узимани су из истих слојева као и они из горњих делова субпрофила С.

Целовитост последњих 5 глацијално-интергалцијалних циклуса на секцији Мошорин тестирана је поређењем са лесним профилем у Батајници. Удаљеност две секције је приближно 45 km. Слично као и профил у Батајници, лесно-палеоземљишна секвенца у Мошорину формирана је на основу корелације између најмаркатнијих црта отворених профила, а на основу педо и магнетне (МС) стратиграфије. Укупна моћност јединственог профила формираног на тај начин износи 47.35 m. Узорци из поменутих профила узимани су на сваких 5 cm, резултирајући тако укупним бројем од 1122 узорака.

Лесни профил у Старом Сланкамену налази се на североисточном делу Сремске лесне заравни, на десној обали Дунава, наспрам самог ушћа Тисе у Дунав (Карта 6). Географске координате локалитета су  $\lambda=45^{\circ}07'58''$ ,  $\phi=20^{\circ}18'44''$ . Лесно-палеоземљишна секвенца састоји се од лесних хоризоната и палеопедолошких комплекса достижући моћност од око 40 m. У овој студији тежиште истраживања је на последњих 14.3 m, где су откривене најстарије лесне наслаге у читавом региону.

Доњи део секвенце Стари Сланкамен, узоркован је током теренских истраживања 2005. године. Отварање и чишћење профила од обруваног материјала омогућило је морфолошко истраживање и узимање узорака за палеомагнетна мерења. Укупно је узето 434 узорка из две паралелне колоне, на сваких 5 cm. На отвореном профилу омогућено је истраживање лесних хоризоната V-L6, V-L7, V-L8, V-L9 и V-L10 који су међусобно одвојени педокомплексима V-S6, V-S7, V-S8 и V-S9. У подини лесно-палеоземљишне секвенце налази се базални педокомплекс са фосилизованим остацима корења дрвећа (Marković et al., 2011)



Карта 6. Положај лесно-палеоземљишне секвенце Стари Сланкамен: легенда  
1. забран; 2. насеља; 3. изохинсе; 4. кота  
(Према Marković et al., 2011)

Мерења палео и стенског магнетизма извршено је након термалне и АФ демагнетизације у лабораторији за геофизичка истраживања, на катедри за Геоморфологију Универзитета у Бајроту (Geophysical laboratory of the Chair of Geomorphology, University of Bayreuth). Мерења су извршена коришћењем KLY-3-Spinner-Kappa-Bridge (AGICO, Brno, Czech Republic), који ради на фреквенцији од АС 300 А/м, 920 Hz.

## 2.2 Магнетни суцептибилитет и његов значај за палеоклиматска истраживања

Магнетни суцептибилитет  $k$  се дефинише као намагнетисаност неке супстанце, односно њена подложност намагнетисању. У основи постоје две врсте магнетизације: индукована и реманентна. Када се неки материјал изложи магнетном пољу  $H$  одређене јачине он добија индуковано намагнетисање  $M$ . Веза између ова два израза је магнетни суцептибилитет.

$$M = k \cdot H,$$

Будући да обе величине, магнетно поље и намагнетисање, имају исту јединицу у међународном систему  $\text{Am}^{-1}$ , магнетни суцептибилитет представља бездимензиону вредност.

Да би се добио такозвани масени суцептибилитет  $\chi$ , магнетни суцептибилитет  $k$  се дели са специфичном запремином, односно густином датог материјала.

$$\chi = \frac{k}{\rho}$$

Масени суцептибилитет  $\chi$  има јединицу реципрочну густини  $\text{m}^3/\text{kg}$ .

Поред поменутог индукованог магнетизма који настаје услед изложености магнетном пољу, постоји и реманентни магнетизам  $J_r$ , који представља запис магнетног поља које је некада деловало на дати предмет или супстанцу.

Природни реманентни магнетизам је реманентни магнетизам који постоји у стенама, а зависи од геомагнетног поља и геолошких услова који су владали приликом формирања дате стене и састоји се од више компоненти. Природни реманентни магнетизам добијен приликом самог формирања стене назива се примарни. То је компонента која се изучава и лабораторијски извлачи из узорка стена приликом палеомагнетних истраживања. Међутим,

секундарни природни реманентни магнетизам може настати након формирања стене и може да доведе до промене или до скривања примарног.

Постоје три основне форме природног реманентног магнетизма: термореманентни магнетизам који настаје приликом хлађења стена; хемијски реманентни магнетизам који настаје растом ферромагнетних кристала испод Киријеве тачке и детритни реманентни магнетизам који настаје током акумулације седиментних стена које садрже ферромагнетне минерале.

Примарни природни реманентни магнетизам чува запис геомагнетног поља у тренутку формирања стена који се, уколико су услови повољни, може задржати у стенама током дугих геолошких периода.

Природни магнетизам представља значајну научну алатку за реконструкцију палеоеколошких и климатских услова. Још од времена када су Томсон и Олдфилд (Thompson and Oldfield) (1986) открили природни магнетизам, магнетни суцептибилитет представља значајан палеоеколошки и палеоклиматски параметар. Увођење магнетног суцептибилитета у истраживање квартара омогућило је бржу и прецизнију стратиграфску детерминацију и идентификацију палеоклиматских и палеоеколошких флукуација (Tang et al., 2003).

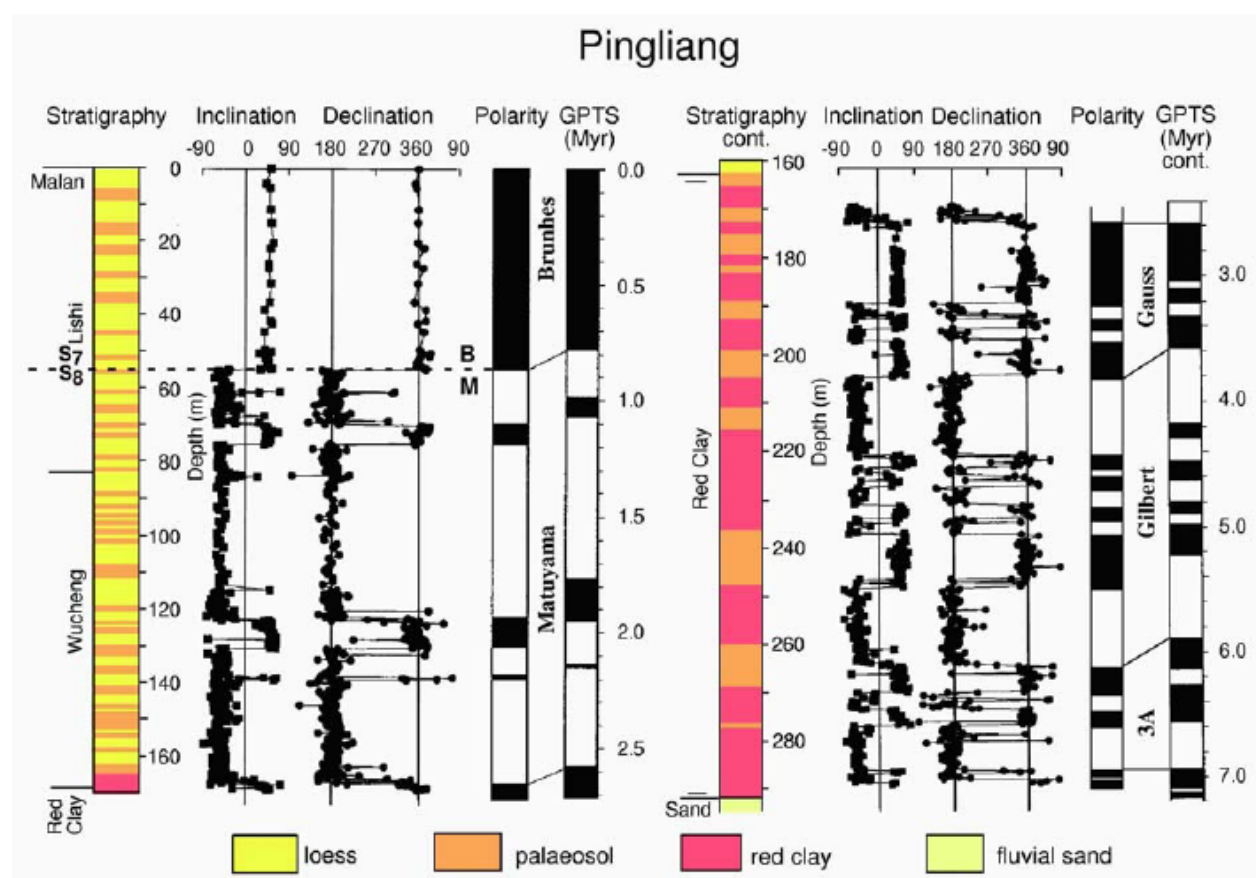
Првобитна истраживања стенског магнетизма показала су да варијације магнетног суцептибилитета рефлектују смену лесних хоризоната и педокомплекса (Li et al., 1974; An et al., 1977). Доводећи у везу вредности магнетног суцептибилитета у лесу и палеоземљишту утврђено је да су вредности у педокомплексима два пута веће него у лесу (Heller and Liu, 1984). Разлог за овакав однос био је у чињеници да су педокомплекси формирани током топлијих и влажнијих периода, што је довело до формирања минерала богатих гвожђем (ферромагнетних), док се лес наталожио током хладнијих периода. Даља истраживања на Лесном платоу у Кини, секвенци Зифенг (Liu et al., 1987; Kukla and An, 1989) и Баоци (Rutter et al., 1991) и њихово међусобно поређење потврдило је претходна запажања и интерпретације. Вредности магнетног суцептибилитета са кинеског леса успешно су корелирани са независним палеоклиматским записима као што су варијације изотопа кисеоника из дубокоморских језгара. Хелер и Лиу (1986) утврдили су позитивну корелацију између вредности магнетног суцептибилитета измереног на кинеском лесу, на профилу Лушуан, и варијација изотопа кисеоника из дубокоморског језгра V28-239 извученог из Тихог океана (Shackleton and Opdyke, 1976). На тај начин потврђена је вредност овог палеоклиматског фактора при истраживању флукуација климе у прошлости (Heller and Liu, 1984).



Раст вредности магнетног суцептибилитета у палеоземљиштима објашњаван је бројним теоријама. Хелер и Лиу (1984) повезали су повећање вредности са повећаном концентрацијом магнетних минерала који настају услед декалцификације и компакције земљишта. Сасвим другачије становиште је, да је током топлијих периода, са смањеним приливом еолске прашине долазило до повећане концентрације магнетних минерала на малој површини. Током хладнијих периода, са повећаном еолском акумулацијом, константни унос магнетита из изворишних области еолског материјала је умањен што резултира смањеним вредностима магнетног суцептибилитета (Kukla et al., 1988; Yang et al., 2002). Повећање магнетног суцептибилитета у педокомплексима објашњавано је и честим пожарима током топлијих периода (Kletetschka and Banerjee, 1995). Поред наведених узрока пораста магнетног суцептибилитета у палеоземљиштима, разматрана је улога и магнетно тактичних бактерија. Наиме, ови микроорганизми усмеравају своје кретање у правцу магнетног поља Земље и на тај начин магнетишу појединачне честице минерала који их окружују (Evans and Heller, 1994; Maher et al., 1994).

Најшире прихваћена теорија објашњава повећање магнетног суцептибилитета у палеоземљиштима као последицу процеса хемијског разлагања минерала приликом формирања земљишта (Zhou et al., 1990; Maher and Thompson, 1991; Hus and Han, 1992, Verosub et al., 1993; Reynolds, King, 1995; Heller, Evans, 1995; Zhou et al., 2001). Удео минерала који имају магнетна својства већи је у палеоземљиштима него у лесу. Управо из тог разлога педогенетски процеси узети су за главни разлог високих вредности магнетног суцептибилитета у педокомплексима (Zhou et al., 1990; Maher, Thompson, 1991). Бројне геохемијске анализе показале су да током процеса педогенезе долази до формирања феромагнетних минерала (Zhu et al., 2001; Beer et al., 1993; Verosub et al., 1993). Према овој теорији, старија и развијенија палеоземљишта морала би имати више вредности магнетног суцептибилитета. Међутим, при проучавању више секвенци на Кинеском Лесном Платоу утврђено је да то није увек случај. Мерењем магнетног суцептибилитета терцијарне формације црвене глине у подини леса на Кинеском Лесном Платоу утврђено је да су вредности мање него у млађим палеоземљиштима (Ding et al., 2001a; Ding et al., 2001b; Guo et al., 2001; Qiang et al., 2001). На основу свега изнетог варијације магнетног суцептибилитета не могу бити објашњене само педогенетским процесима, и остали фактори морају бити узети у обзир, као што су органско порекло финих феромагнетних минерала, депозиција материјала из различитих области, хемијско распадање и слично (Tang et al., 2003).

Захваљујући природној реманентној магнетизацији, нарочито детритном (онај који се јавља након депозиције седимената), могуће је утврдити какво је било магнетно поље Земље у тренутку формирања стена, у овом случају леса. Зрна прашине које ветар доноси већ су намагнетисана за разлику од магматских стена које се кристалишу изнад Киријеве тачке. Магнетне честице тако могу слободно да се окрећу, слично као и игла на компасу. Тако намагнетисаност честице, уколико остане на месту депозиције добија карактеристике детритног реманентног магнетизма (Гаухе, 2010).



Слика 29.. Магнетостратиграфија лесно-палеоземљишних секвенци на Кинеском лесном платоу (Spassov, 2002)

Прва магнетостратиграфија лесних седимената у Кини урађена је за лесно-палеоземљишну секвенцу Лушуан (Heller and Liu, 1982, 1984; Torii et al., 1984). Граница нормалног поларитета, Бринес епохе, и реверсног, Матујама епохе, утврђена је у палеоземљишту S8, на дубини од 53.05 m од површине профила. Јарамилео субхрон утврђен је између 67.30 m дубине, у лесном хоризонту L10 и 72.50 m у лесном хоризонту L11. Између 107.40 и 117.40 m дубине утврђена је још једна епизода нормалног поларитета, Олдувај, у реверсној Матујама епохи. На граници између леса и терцијарне црвене глине

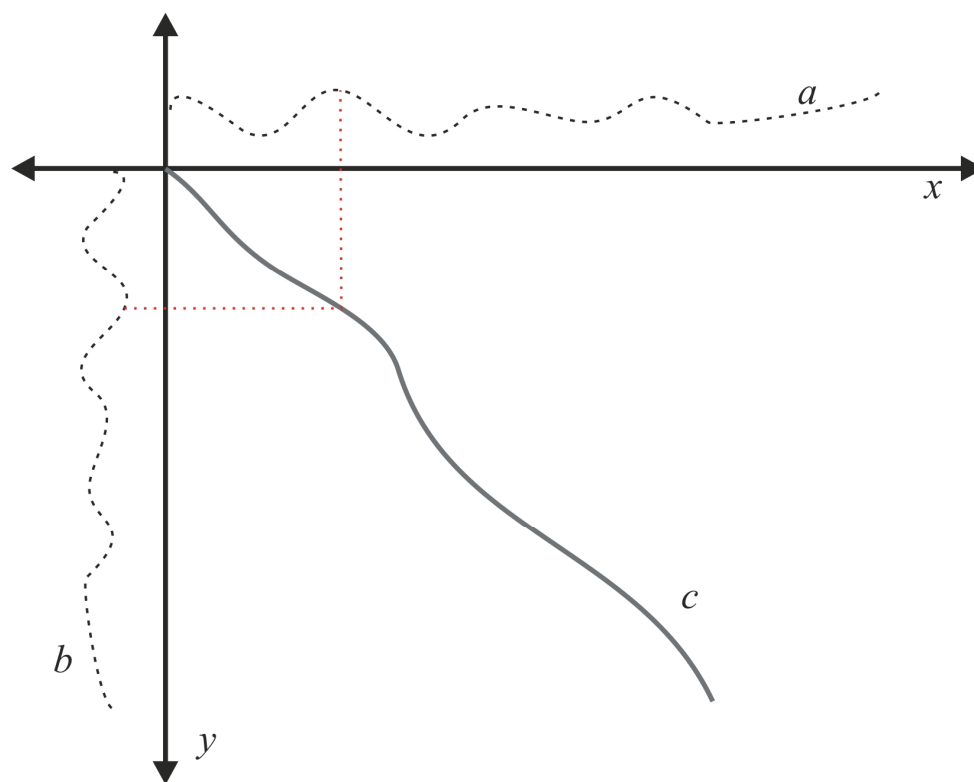
утврђена је граница Матујама/Гаус датирана на 2.6 милиона година. Каснија истраживања потврдила су присуство геомагнетних реверсија у лесно-палеоземљишним секвенцама у Кини (Слика 29). У светлу нових доказа, утврђено је да су границе нешто мало померене у односу на ранија схватања. Наиме, Бринес/Матујама граница утврђена је у лесном хоризонту L8 (Liu et al., 1988; Cao et al., 1988; Rolph et al., 1989; Rutter et al., 1991; Zheng et al., 1992; Li et al., 1997; Ding et al., 1998; Zhu et al., 1998; Spassov et al., 2001). Границе геомагнетних реверсија доказане су у следећим хоризонтима: Јарамиљо између S10 и S12, Олдувај између L25 и L26 док је Матујама/Гаус лоцирана у L33. У формацији терцијарне црвене глине утврђено је присуство епоха Гаус, Гилберт у 3А (Sun et al., 1998, Ding et al., 1999). Захваљујући присуству ових геомагнетних поларитета у лесу могуће је утврдити старост лесних наслага и почетак еолске акумулације за коју се сматра да је започела пре око 22 милиона година (Sun et al. 1998; Ding et al., 1999; Guo et al., 2002).

Лесно-палеоземљишне секвенце у Војводини сматрају се за најкомплетније палеоклиматске архиве на европском копну, за последњих милион година. Разлог за овакву тврдњу је чиненица да је на лесном профилу код Старог Сланкамена утврђено постојање границе палеомагнетне реверсије Бринес/Матујама, на дубини од 36 m од површине профила. Такође, на овом локалитету утврђена је још једна промена магнетног поља Земље, Јарамиљо епизода, у самој основи профила (Marković et al., 2011). Имајући у виду старост ових геомагнетних реверсија утврђено је да се лесно-палеоземљишне секвенце у Војводини могу корелирати са најзначајнијим палеоклиматским и палеоеколошким записима на евроазијском копну, што би омогућило реконструкцију палеоклиматских и палеоеколошких услова континенталних размера.

### 2.3 Методе за конструкцију временске скале

Реконструкција прошлих климатских и еколошких промена често се врши мерењем одређеног параметра из палеоклиматских и палеоеколошких архива као што су органске или неорганске формације настале акумулацијом током времена (корални гребени, ледена језгра, седиментне серије, сталагмити, годови на дрвету). Параметри су сигнали заробљени у органским или неорганским формацијама током њиховог настанка. Истраживање ових параметара даје резултате по дубинској оси или дистанци. Међутим, да би се резултати или палеоклиматски параметри могли повезати са палеоклиматским и палеоеколошким флукуацијама, потребно је знати њихову старост. Уколико је формирање ових серија било мање или више континуирано и уколико су параметри мерљиви, могуће је конструисати

временску серију. Ова трансформација са дубинске осе или дистанце на временску није једноставна, будући да се акумулација материјала врши под различитим условима и неједнаким стопама (Gröcke, Gillikin, 2008).



Слика 30. Шематски приказ трансформације дубинске у временску серију:  $x$  - дубинска оса; сигнал  $a$  – палеопедолошки параметар дуж дубинске осе,  $y$  – временска оса;  $b$  – сигнал  $a$  – палеопедолошки параметар дуж временске осе;  $c$  – стопа седиментације (према de Brauwere et al., 2009)

Приликом стварања временских серија на основу палеоклиматских и палеоеколошких параметара јавља се неколико проблема. Најзначајнији је трансформација дубинске серије, дуж које су узимани узорци и мерени параметри, у временску серију. Ово превођење је неопходно, јер се стварањем временске серије омогућује компарација палеоклиматских записа са другим вредностима. Међутим, због чињенице да стопа седиментације није униформна, ова трансформација захтева да се пре самог стварања временског модела изнесу неке претпоставке (Слика 30).

Методи за конструисање временских серија могу бити подељени у две групе у зависности од хипотеза које уводе. Првој групи припадају они методи који полазе од дубинске серије и познате временске серије као циљне функције. У овом методу се подразумева да су датуми неких препознатљивих црта на дубинској серији познати, односно, код ових метода траже се сличности између дубинске серије и унапред одређене, познате

временске серије. У другу групу спадају методи код којих се не уноси позната временска серија, циљна функција. Циљна функција представљена је само као модел, имплицирајући тако само њен генерални облик. Велики број параметара у овој методи је на тај начин остављен за каснију оптимизацију и анализу. Овакви параметри биће промењени симултано са развојем временске скале, пружајући на тај начин више објективности од метода прве групе (de Brauwere et al., 2009).

У овој студији коришћена су три метода конструисања временске скале који припадају првој групи на основу горе наведене класификације. Код сва три метода коришћена је иста циљна функција – крива инсолације за 65° северне географске ширине (Berger, Loutre, 1991). Будући да је код ове групе метода потребно имати и контролне тачке, које везују карактеристичне црте дубинске скале са сличностима на временској циљној функцији, код сва три метода коришћене су исте тачке. Захваљујући томе, омогућено је упоредно сагледавање резултата и доношење закључака који модел даје најбоље, очекиване резултате за лесно-палеоземљишне секвенце у Војводини. Коришћени методи слични су оним употребљеним на кинеском лесу, што је створило могућност поређења палеоклиматских записа.

Први метод коришћен за конструкцију временског модела војвођанског леса је онај који су применили Хеслоп и сарадници (2000), HS2000. Код овог метода, који не подразумева филтрирање података на фреквенције орбиталних параметара, акценат је на корелирању палеоклиматских параметра са циљном кривом. При конструисању временске скале од изузетне важности је одабир циљне криве. У овом методу одабрана је крива инсолације, за јун, за 65° северне географске ширине. Разлог за одабир ове циљне криве лежи у томе да је она коришћена за стварање временских модела у области Медитерана (Langereis et al., 1997; van Vugt et al., 1998), као и због чињенице да осликава услове типичне за Северну полулопту током плеистоцена. Поред ње изабрана је и крива која показује осцилације изотопа кисеоника  $\delta O^{18}$  у маринском језгру ODP677 (Shackleton et al., 1990).

Одређен број критеријума утврђен је приликом стварања временске скале. Педокомплекси су корелирани са високим вредностима иноласције и маринско изотопским стадијумима који су означени непарним бројевима. Лесни хоризонти су, са друге стране повезивани са минималним инсолационим вредностима и маринско изотопским стадијумима који су означени парним бројевима. Ради лакшег сналажења и идентификације главних црта неопходних за тунирање на кривој инсолације означени су *i*-циклуси (Lourens et al., 1996). Парним бројевима означени су инсолацијски максимуми, док су непарни бројеви индикатори минималних вредности (Слика 31). Слично као и код других модела (на пример

Shackleton et al., 1990), између вредности инсолације и одговора климатског система, који је представљен у виду мереног палеоклиматског параметра, није претпостављено кашњење. Наиме, сматрало се да утицај промене инсолације одмах доводи до промена у климатском систему.

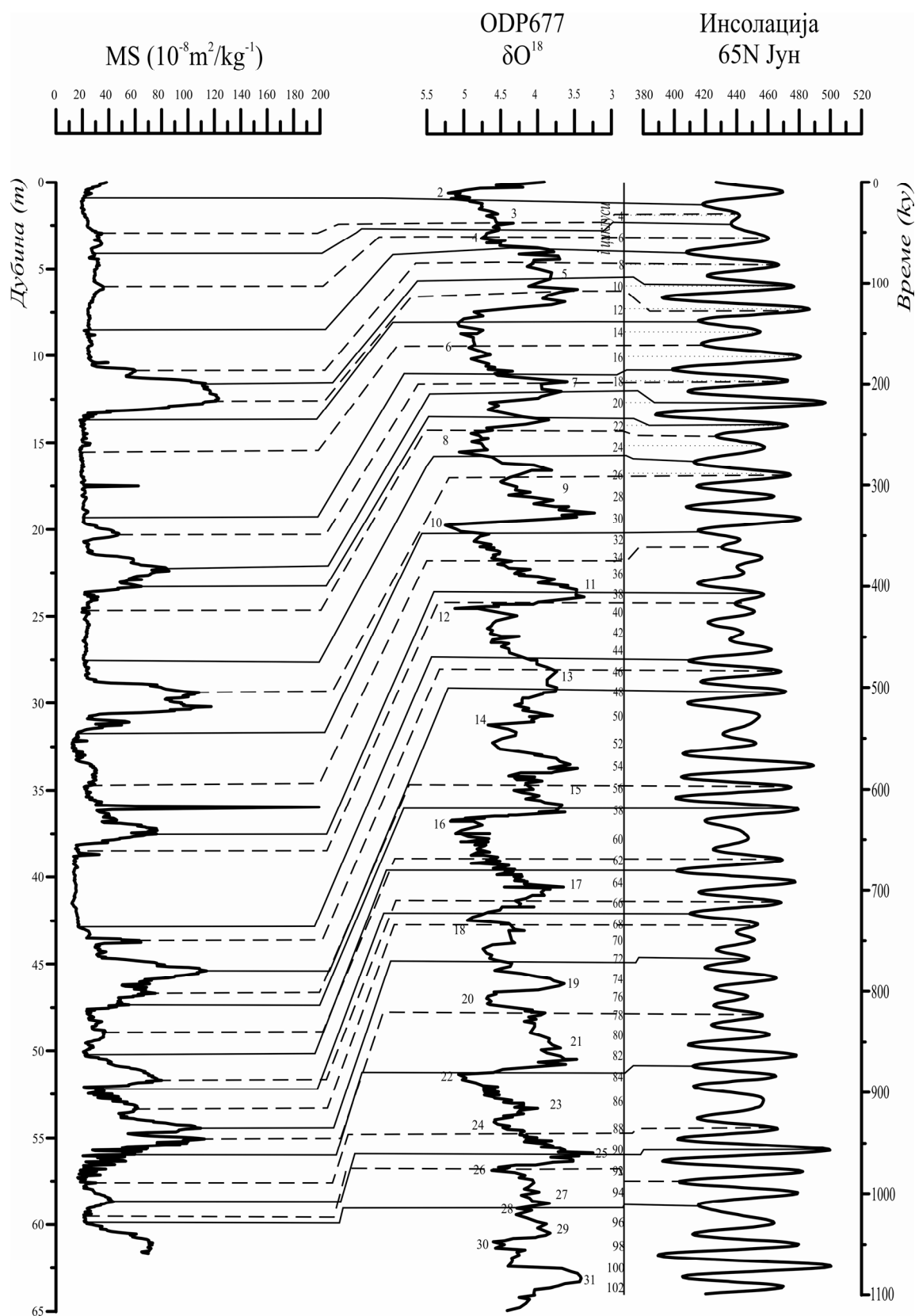
Приликом конструисања временске скале утврђен је велики број контролних тачака. Њихова идентификација вршена је на основу резултата магнетног суцептибилитета, мереног на истраживаном профилу и вредности инсолације. Максималне вредности магнетног суцептибилитета повезиване су са одговарајућим парним *i*-цикулусима (Слика 31). За основу и горњу границу педокомплекса узимане су минималне вредности магнетног суцептибилитета, утврђене на одређеним дубинама, као и резултати теренских истраживања.

Палеоземљиште V-S1 повезано је са *i*-цикулусима почевши од 7 до 13 на кривој инсолације. Са *i*-цикулусима од 17 до 23 повезано је палеоземљиште V-S2, док је са *i*-цикулусима од 25 до 31 корелиран педокомплекс V-S3. Педокомплекс V-S4 повезује се са *i*-цикулусима од 33 до 39, док се моћан палеопедолошки члан V-S5 доводи у корелацију са *i*-цикулусима од 45 до 59.

Идући према старијим палеоземљиштима корелација је извршена са следећим *i*-цикулусима: V-S6 са 63 до 67, V-S7 са 71 до 75, V-S8 са 77 до 83. Најстарији педолошки чланови везани су за *i*-цикулусе 89 до 93 и 95.

Палеоземљиште V-S1 повезано је са *i*-цикулусима почевши од 7 до 13 на кривој инсолације. Са *i*-цикулусима од 17 до 23 повезано је палеоземљиште V-S2, док је са *i*-цикулусима од 25 до 31 корелиран педокомплекс V-S3. Педокомплекс V-S4 повезује се са *i*-цикулусима од 33 до 39, док се моћан палеопедолошки члан V-S5 доводи у корелацију са *i*-цикулусима од 45 до 59. Идући према старијим палеоземљиштима корелација је извршена са следећим *i*-цикулусима V-S6 са 63 до 67, V-S7 са 71 до 75, V-S8 са 77 до 83. Најстарији педолошки чланови везани су за *i*-цикулусе 89 до 93 и 95. Након одређивања контролних тачака, које претпостављају познати временски интервал дубинској скали, извршена је интерполација између њих. Интерполација је метод конструисања нових тачака, вредности, унутар ранга дискретног скупа познатих тачака.

Линеарна интерполација је најједноставнији и најбржи метод интерполације. Код овог метода израчунава се аритметичка средина између две суседне вредности. Линеарна интерполација је веома корисна, код великог сета података. Уколико постоји сет познатих података  $x_a, y_a$  и  $x_b, y_b$ , могуће је израчунати непознату вредност  $y$  између њих (Schatzman, 2002; William, 2002).



Слика 31. Корелација резултата магнетног сусцептибилитета војвођанског леса са варијацијама изотопа кисеоника  $\delta O^{18}$  у дубокоморском језгру ODP677 (Shackleton et al., 1990) и кривом инсолације (Berger, Loutre, 1991)

Интерполација је вршена на основу следећег обрасца:

$$y = y_a + \frac{(y_b - y_a) \cdot (x - x_a)}{(x_b - x_a)}$$

Линеарном интерполацијом је добијена прелиминарна временска скала. Временски модел за војвођански лес корелиран је тако са временским моделима за кинески лес. На тај начин омогућено је сагледавање прецизности који нуди овај метод.

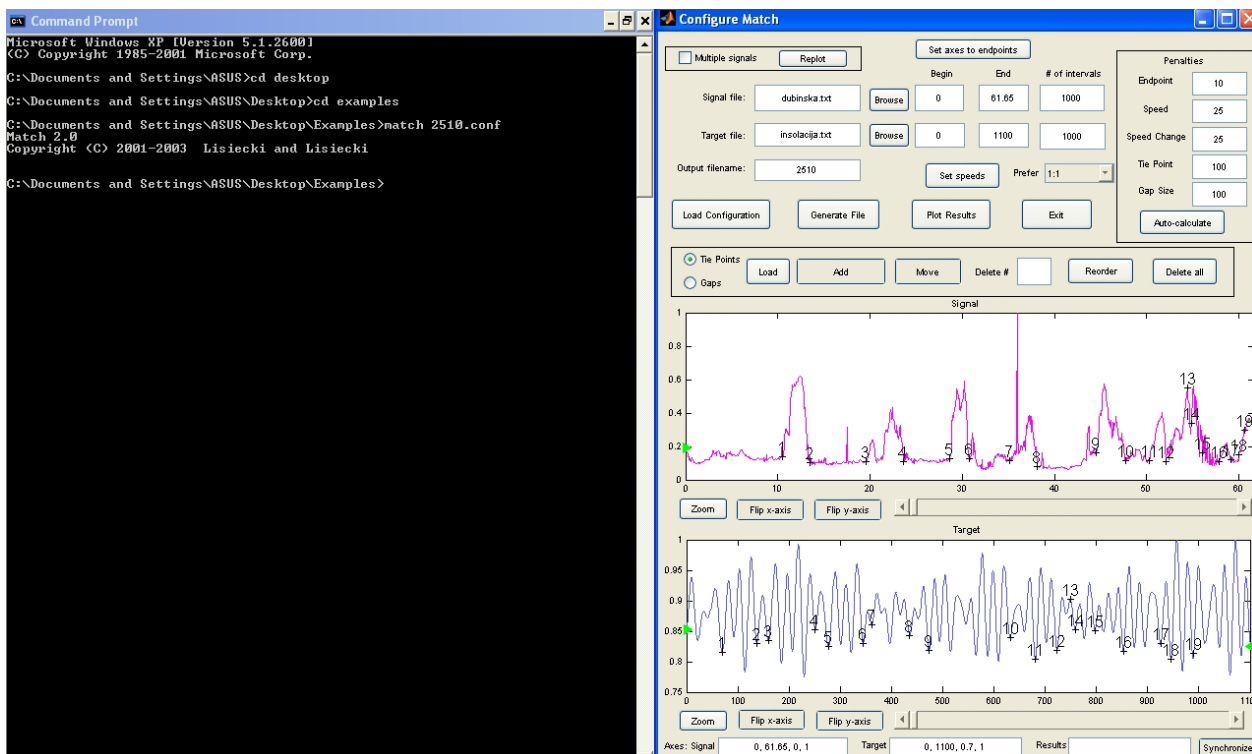
Метод који је заснован на динамичком програмирању дали су Лисиецки и Лисиецки (2002), LL2002. Динамичко програмирање је метод којим се тражи оптимално решење проблема тако што се проблем разбија на више мањих делова и сваки од њих обрађује се секвенцијално. Овом методом се гарантује да ће се постићи глобални оптимум, односно да ће најбоље могуће решење бити пронађено (Слика 32).

Конструисање временских скала на основу веома великих геолошких записа представља знатан проблем који је потребно поделити у више мањих подпроблема. Овакав приступ омогућава динамичко програмирање које почива на три основна принципа: разбити проблем на мање подпроблеме, решити дате подпроблеме и искористити оптимална решења подпроблема како би се нашло оптимално решење главног проблема. Алгоритам који је коришћен у овом програмском пакету дели сваку серију података на мање интервале и израчунава проценат усклађивања за сваки од ових мањих интервала. Ова метода ограничава секвенцијални поредак интервала, омогућујући на тај начин добијање позитивног резултата дате функције. Резултат функције је примарно одређен квадратом разлике између два сигнала која се користе при конструкцији временске скале (Lisiecki, Lisiecki, 2002).

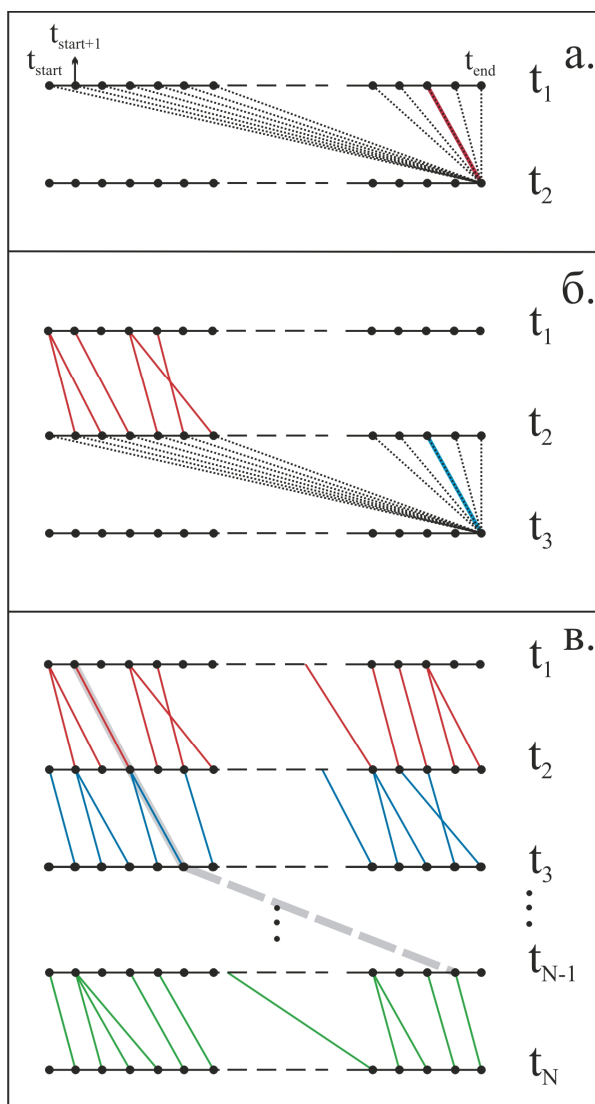
Генерални принцип рада ове методе полази од чињенице да постоје две серије података, у поретку од најмлађег ка најстаријем члану. Први корак подразумева дефинисање временског опсега којем би требало да припадну вредности мерених палеоклиматских параметара ( $t_{\text{start}}$ ,  $t_{\text{end}}$  на слици 33а). У овом временском интервалу узорци ће бити обрађивани, односно оптимизирани, па зато не би требало да буде сувише узан. У следећем кораку ова временска скала је дискретизована, односно не сви ( $t \in [t_{\text{start}}, t_{\text{end}}]$ ) него одређени број датума ( $t \in [t_{\text{start}}, t_{\text{start}+1}, \dots, t_{\text{end}}]$ ) се посматра у овом временском интервалу (Слика 33а). У трећем кораку временски еквивалент првог узорка са дубинске скале се помера преко ових одређених датума ( $t_1=t_{\text{start}}$ ,  $t_1=t_{\text{start}+1}$ , ...,  $t_1=t_{\text{end}}$ ) и за све њих се израчунава коефицијент корелације са циљном кривом:  $C(t_1=t_{\text{start}})$ ,  $C(t_1=t_{\text{start}+1})$ , ...,  $C(t_1=t_{\text{end}})$ . Потом, временски еквивалент за други узорак повезује се преко одређених временских тачака ( $t_2=t_{\text{start}}$ ,  $t_2=t_{\text{start}+1}$ , ...,  $t_2=t_{\text{end}}$ ).



Коефицијент корелације дубинске скале и циљне функције се израчунава за сваку могућу  $(t_1, t_2)$  комбинацију (илустровано испрекиданом линијама на слици 33а). За сваки  $t_2$  само једна комбинација  $(t_1, t_2)$  са највећим коефицијентом корелације се издваја и чува. Тако, на пример, за последњи узорак у другом сету података (Слика 33б, означен је плавом линијом) резултат је представљен  $C(t_2=t_{\text{end}})=\max, C(t_1=t_{\text{start}}; t_2=t_{\text{end}}), C(t_1=t_{\text{start}+1}; t_2=t_{\text{end}}), \dots, C(t_1=t_{\text{end}-1}; t_2=t_{\text{end}})$  (Слика 32а). За трећи узорак процес се понавља. Комбинација  $(t_1, t_2, t_3)$  која има највећи коефицијент корелације се издваја, имајући у виду претходне комбинације које се више не доводе у везу са другим узорцима. Тако је  $t_2$  једино везан за  $t_1$ . Коефицијент корелације за трећи узорак израчунава се према следећим комбинацијама  $C(t_3=t_{\text{start}})=\max C(t_3=t_{\text{end}}; t_2=t_{\text{start}}; t_1=t_1 t_2=t_{\text{start}}), C(t_3=t_{\text{end}}; t_2=t_{\text{start}+1}; t_1=t_1 t_2=t_{\text{start}+1}), \dots, C(t_3=t_{\text{end}}; t_2=t_{\text{end}-1}; t_1=t_1 t_2=t_{\text{end}-1})$ . Оваква процедура понавља се за све узорке. На крају остаје одређен број комбинација које имају највиши коефицијент корелације (приказано сивом испрекиданом линијом на слици 33в) (Lisiecki, Lisiecki, 2002; de Brauvere et al., 2009).



Слика 32. МАТЧН софтвер и његова оптимизација података магнетног сусцептибилитета и инсолације



Слика 33. Шематски приказ процедуре динамичког програмирања (према Lisiecki, Lisiecki, 2002; de Brauvere et al., 2009)

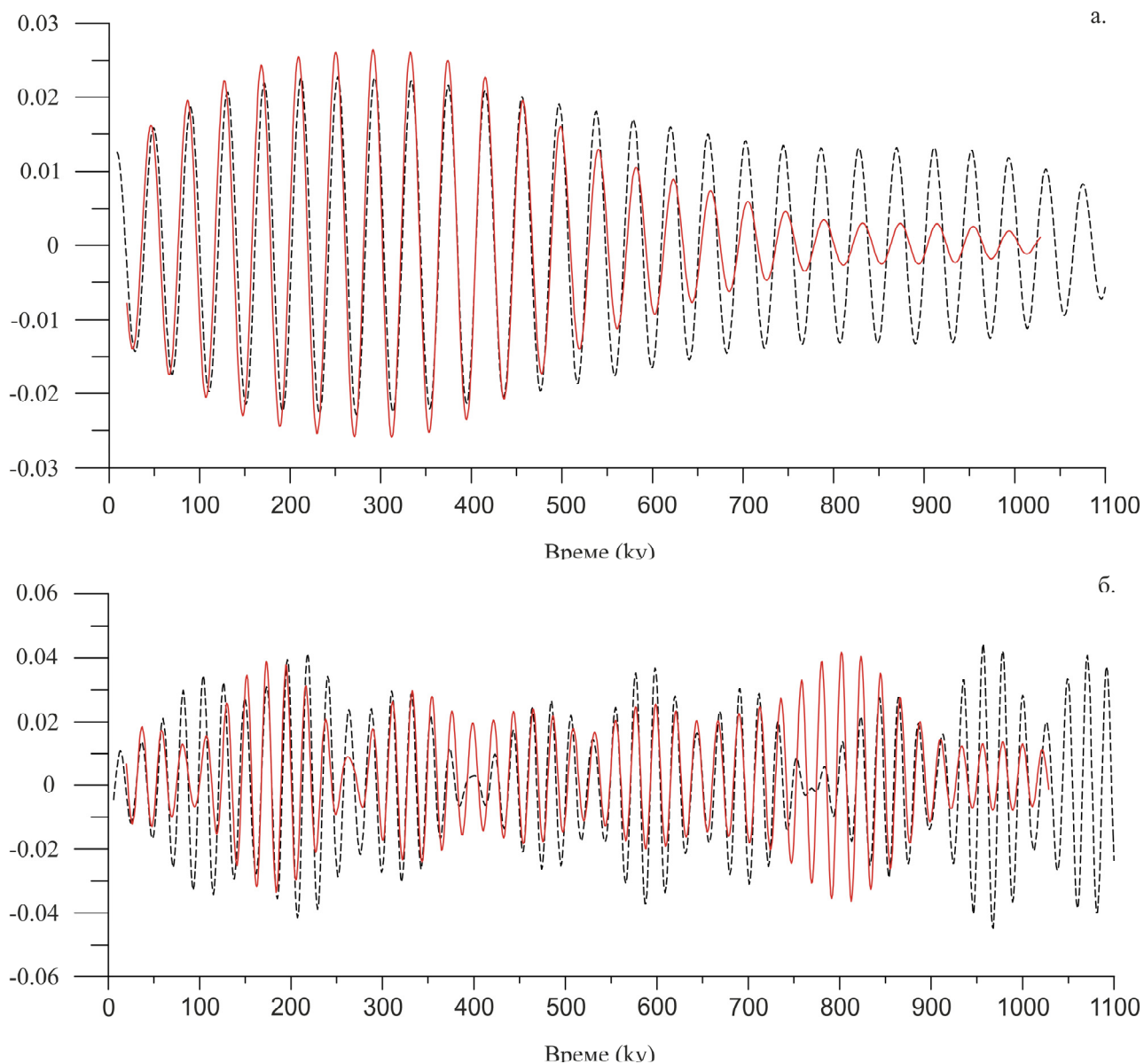
Резултат описаног процеса зависи и од низа параметара који се унапред морају дефинисати. Параметри „begin“, „end“, „speed“, и „interval“ дефинишу апсолутне границе приликом тунирања. Параметри „begin“ и „end“ одређују минималне и максималне могуће вредности дубине/времена за сваки сет података који су дозвољени приликом тунирања. „Speeds“ параметари представљају односе у којима долази до слагања интервала две серије података. Уколико се дефинише овај параметар на 3:2 то би значило да се три интервала сигналног сета података везују за два интервала циљне функције. За сваку серију података потребна је одговарајућа вредност параметра који ће одредити број интервала на који ће дата серија бити подељена приликом тунирања. Ови интервали су основне јединице приликом тунирања и одређују до ког нивоа ће стопе седиментације да варирају. Већи број интервала пружа већу слободу софтверу да боље оптимизује поклапање између две серије.

Трећа метода коришћена при конструкцији временске скале је слична методи коју су развили Имбри и сарадници (1984). Ова метода први пут је употребљена на лесним седиментима у Кини (Ding et al., 1994). Процес конструисања временске скале је итеративан, што подразумева понављање одређених корака више пута док се не постигну задовољавајући резултати.

Примена овог метода, названог ImDg84/94, подразумева предузимање неколико корака. Први корак је конструисање иницијалне временске скале. Као почетне, иницијалне, контролне тачке узете су доња и горња граница палеоземљишта и повезане су са одговарајућим  $i$ -циклусима. Као додатна контролна тачка узет је положај Јарамиљо епизоде која је палеомагнетним мерењима утврђена на 60.65 m дубине и повезана са 990 ку. Иницијална временска скала формирана је интерполацијом између поменутих контролних тачака. Имбри и сарадници (1984) су установили фазно кашњење нагиба осе ротације и прецесије за 8000 и 5000 година. Ова кашњења примењена су приликом формирања временске скале у овој студији. На овако добијен временски модел примењени су дигитални филтери центрирани на фреквенције нагиба земљине осе ротације, 41 ку, и прецесије, 23 ку година. Филтриране временске криве поређене су кривама нагиба осе ротације и прецесије, које су добијене филтрирањем криве инсолације на идентичним фреквенцијама. Након филтрирања иницијалне временске криве и поређења са одговарајућим орбиталним параметрима усаглашени таласи на обе криве, односно они који су у фази узимани су као нове контролне тачке. Уколико је између таласа постојала значајна фазна разлика, вршена је исправка на почетним контролним тачкама. Поступак филтрирања и додавања нових контролних тачака понављан је све док таласи на обе криве, нагиба осе ротације и прецесије, нису доведени у фазу (Слика 34а и 34б).

Слична метода примењена је на истом профилу на Кинеском лесном платоу (Yu, Ding, 1998). Код поменутог аутоматског метода за орбитално тунирање, усклађеност филтрираног временског модела кинеског леса и кривих орбиталних параметара тестирана је израчунавањем коефицијената корелације. У овој студији, су за тестирање усклађености резултата анализе такође коришћени коефицијенти корелације. Високи коефицијенти, за нагиб осе ротације ( $R_1$ ) 0.88 и прецесије ( $R_2$ ) 0.81, указују на тачност новодобијене временске скале.

Пре почетка анализе и самог процеса формирања временске скале вредности магнетног суспектибилитета и инсолације нормализоване су по максималним износивама.



Слика 34а. Нормализоване вредности магнетног суспектибилитета филтриране на фреквенцији нагиба земљине осе ротације (црвена линија) и филтрирана инсолација на исту фреквенцију са фазним кашњењем од 8000 година (испрекидана линија); б. Нормализоване вредности магнетног суспектибилитета филтриране на фреквенцији прецесије (црвена линија) и филтрирана инсолација на исту фреквенцију са фазним кашњењем од 5000 година (испрекидана линија);

## 2.4 Спектрална и вејвлет анализа

Полазећи од хипотезе да интензитет инсолације зависи од три параметра Земљине орбите, а самим тим и смена глацијалних и интерглацијалних периода, фреквенције поменутих параметара уграђене су у геолошке формације. Ова хипотеза доказана је 1976. године када су Миланковићеви циклуси утврђени у дубокоморским седиментима (Hays et al., 1976). Како би утврдили присуство фреквенција орбиталних параметара, а самим тим доказали Миланковићеву теорију палеоклиматских флукуација, коришћена је спектрална анализа. Одређене технике спектралне анализе коришћене су како би се утврдило постојање спектралне енергије на фреквенцијама промене нагиба Земљине осе ротације и прецесије.

Будући да су поменуте методе дале добре резултате и доказале Миланковићеву теорију, убрзо су почеле да се примењују на различите палеоклиматске архиве и различите геолошке периоде. Једна од првих спектралних анализа на лесу на Кинеском Лесном Платоу, на профилу Баоци, указала је на снажно присуство циклуса ексцентрицитета, нагиба осе ротације и прецесије, у различитим временским интервалима током последњих 2.6 милиона година (Ding et al., 1994).

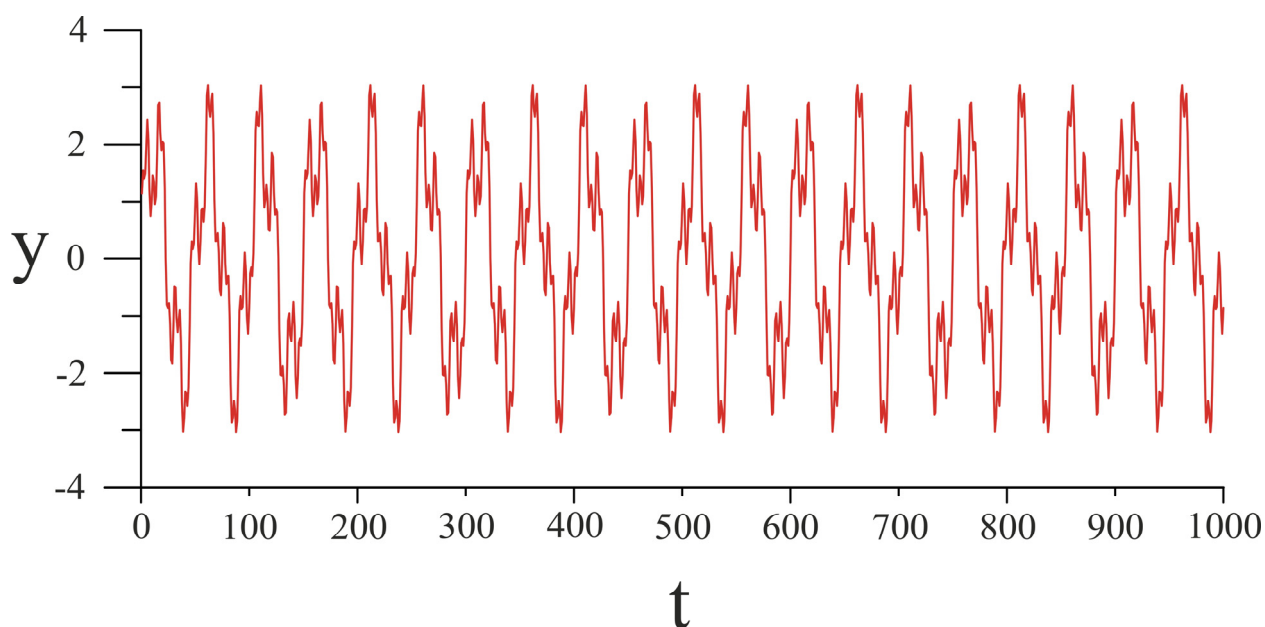
Како би се утврдило присуство ових циклуса у лесно-палеоземљишним секвенцама у Војводини, на новостворене временске скале примењена је спектрална анализа. Добијени резултати временских серија подвргнути су посебној врсти спектралне анализе названој Фуријеова трансформација. Фуријеова трансформација представља методу рачунања фреквенцијског спектра сигнала из његовог присуства у временском домену. Фуријеова анализа названа је по француском математичару и физичару Жан Батисту Жозефу Фуријеу (Jean Baptiste Joseph Fourier). Иако су многи научници допринели унапређењу обраде сигнала велику заслугу има Жозеф Фурије за своје математичке прорачуне и практичну употребу ове методе. Фурије је изложио рад 1807. године у Француском институту, тврдећи да се синусне функције могу употребити за приказ температурне расподеле. У раду је тврдио да се периодични сигнали могу приказати као сума исправно одабраних синусних функција (Smith, 1999).

У овој студији, за спектралну анализу у фреквенцијском домену, коришћена је Брза Фуријеова трансформација (Fast Fourier transformation, FFT). FFT представља метод израчунавања Дискретне Фуријеове трансформације (Discrete Fourier transform, DFT). DFT је процес којим се сигнал у временском домену конвертује у свој одраз у фреквенцијском домену. Поред тога што се добија исти резултат, употребом FFT-а се скраћује време прорачуна.

За потребе ове студије коришћени су готови софтверски пакети при примени FFT анализе. Пре употребе ових софтверских пакета, њихова валидност је проверена на сету података који има познате фреквенције. Као тест податак генерисан је сигнал слагањем неколико компоненти са различитим периодима. Сигнал је створен сабирањем синусних таласа са периодима  $\tau_1=50$ ,  $\tau_2=15$  и  $\tau_3=5$ . фреквенција датог периода одговара вредности  $f=1/\tau$ , тако да ће прва фреквенција бити  $f_1=0.02$ , друга  $f_2=0.07$  и трећа  $f_3=0.2$ , а одговарајуће амплитуде су  $A_1=2$ ,  $A_2=1$  и  $A_3=0.5$ . Као временски распон узете су вредности од 0 до 1000 на једнаком јединичном растојању (Слика 35а).

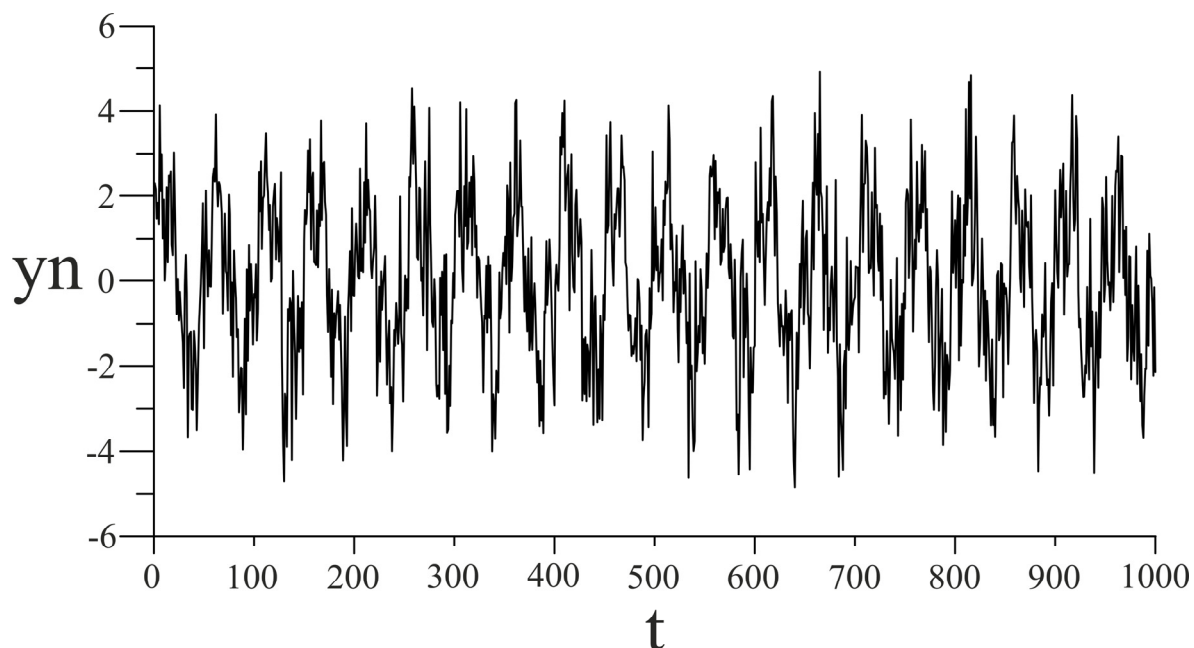
$t=1:1000$

$$y=2*\sin(2*\pi*t/50)+\sin(2*\pi*t/15)+0.5*\sin(2*\pi*t/5)$$



Слика 35а. Основни тест сигнал коришћен при евалуацији FFT софтверског пакета

На овако конструисан синтетички сигнал, који умногоме подсећа на палеоклиматске параметре, додат је и шум, будући да у природи не постоје јасни сигнали него су на различите начине поремећени. Тако је генерисан сигнал приказан на слици 35б.

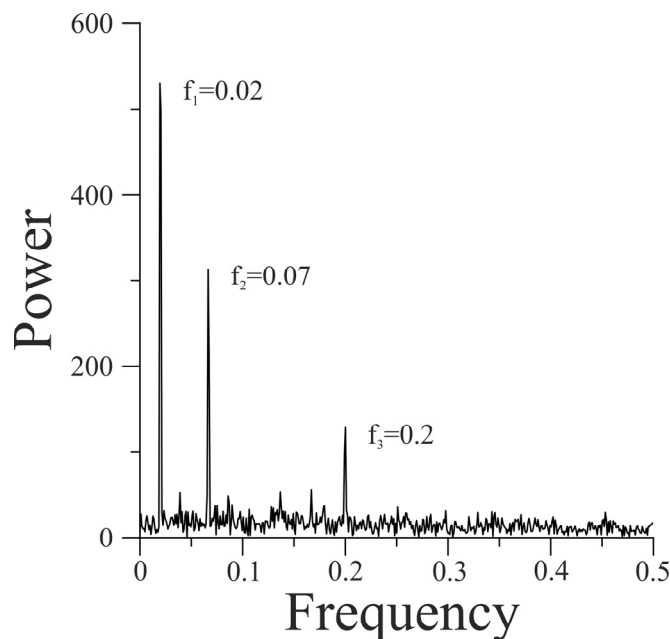


Слика 35б. Тест сигнал са имплементираним шумом који је коришћен при евалуацији FFT софтверског пакета

Генерисан синтетички сигнал подвргнут је анализи брзе Фуријеове трансформације. Том приликом коришћен је софтвер *Analyseries* (Paillard et al., 1996).

Одабран је прозор *Welch*, јер, поред тога што претвара сигнал из временског у фреквенцијски домен, смањује и ниво шума односно буке у процењеној спектралној густини, при том смањујући фреквенцијску резолуцију (Welch, 1967).

На слици 36. су приказани резултати FFT анализе синтетичког сигнала коме је додата бука. Резултати показују одређен ниво буке, али и три јасна врха са вредностима унапред задатих фреквенција.



Слика 36. Резултати FFT анализе синтетичког сигнала коришћењем софтвера *Analyseries*

Поред брзе Фуријеове трансформације која је коришћена за идентификовање циклуса записаних у лесно-палеоземљишним секвенцама у Војводини, примењена је и вејвлет анализа.

Вејвлет анализа се обично користи на два начина у геофизичким и геолошким истраживањима: као интеграциона матрица у анализи како би се добили подаци о самим процесима и као основа за репрезентовање и карактеризацију процеса. Избор основне функције за анализу самог процеса детерминише природу информације која ће бити екстрактована. Ова констатација наводи на два кључна питања: 1. какву врсту информација о процесу можемо добити употребом вејвлета и 2. како можемо добити репрезентацију и опис процеса употребом вејвлета. Одговори леже у битном обележју вејвлета званом локализација временско-фреквенцијског домена. Предност анализирања сигнала вејвлет анализом је у чињеници да ова анализа омогућава детаљно изучавање одлика сигнала на сваком њиховом делу. Такође, одговор на постављена питања може се пронаћи у посматрању вејвлета као елементарних матрица приликом декомпозиције или ширења серије сродно Фуријеовим трансформацијама. Иако Фуријеова трансформација показује да постоје одређене фреквенције, није у стању да укаже у ком временском се јављају дате фреквенције. Да би се добиле овакве информације неопходна је метода која се назива временско-фреквенцијска анализа. Циљ ове методе је да се сигнал представи у виду суме мањих таласа чије су



временско-фреквенцијске карактеристике прилагођене структури истраживаног сигнала (Kumar, 1997).

Назив вејвлети односи се на скуп малих таласа насталих дилатацијом или сабијањем ( $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$ ) и померањем ( $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$ ) јединичне функције  $\psi(t)$ , која представља „прозор“ у одређеном временском (или просторном) оквиру. Функција  $\psi(t)$  назива се „mother wavelet“, основни вејвлет, док се остале функције настале померањем и дилатацијом називају „daughter wavelets“ или, једноставније, вејвлети. Ови вејвлети имају исти облик као и основни вејвлет. Њихове амплитуде треба да опадају идући од центра таласа у временском и фреквенцијском домену. „Daughter wavelet“ на скали  $a$  и на позицији  $b$  математички се изражава на следећи начин:

$$\psi_{a,b}(t) = a^{-1/2} \psi \left( \frac{t-b}{a} \right),$$

где су  $a$  и  $b$  реални бројеви, и  $a > 0$  (Weng, Lau, 1994; Lau, Weng, 1995).

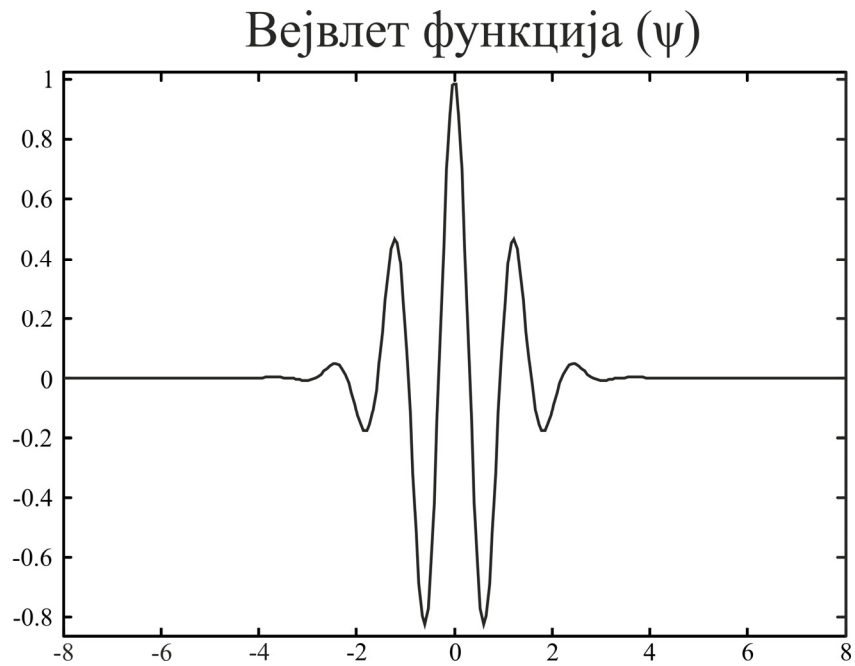
За геофизичка и геолошка изучавања велики значај има континуална вејвлет анализа (Weng, Lau, 1994). Употребом континуалне вејвлет трансформације оригинални сигнал се може пројектовати у временско фреквенцијски домен и тако обезбедити добијање амплитуде и фазе датог сигнала у облику таласног броја. Континуална вејвлет трансформација математички се може изразити као:

$$W(a,b) = \left\langle f, \psi_{a,b}^* \right\rangle = a^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi^* \left( \frac{t-b}{a} \right) dt,$$

Где је  $\psi$  основни вејвлет,  $f$  је почетна функција,  $a$  је коефицијент растезања (дилатације),  $b$  је параметар за превођење, док \* означава коњугован комплексан број (Weng, Lau, 1994; Lu et al., 2004).

У овој студији коришћена је континуална вејвлет трансформација, са основним вејвлетом који носи назив *Morlet* (Слика 37).

Ова функција одабрана је јер је имала најширу примену у геофизичким и геолошким истраживањима до сад (Weng, Lau, 1994).



Слика 37. Основна Morlet функција

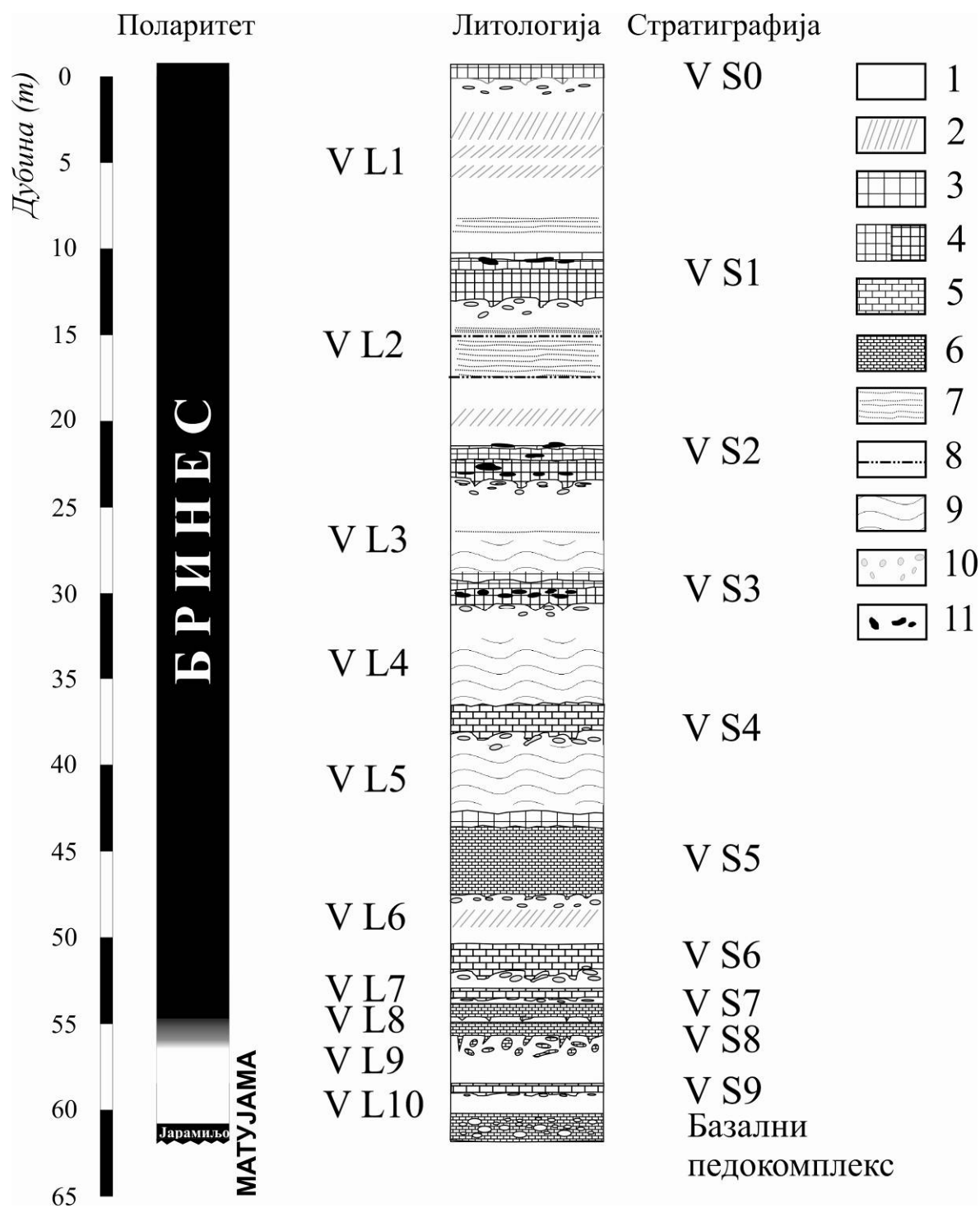
## 3. РЕЗУЛТАТИ

### 3.1 Стратиграфија

Лесни профил који представља предмет ове студије настао је као резултат корелације између лесно-палеоземљишних секвенци Тителског брега и секвенце Чот у Старом Сланкамену. Са испитаних више од 62 m који одговарају временском интервалу од последњих милион година, профил представља један од најзначајнијих палеоклиматских и палеоеколошких записа на европском копну. На слици 38. приказана је литологија и стратиграфија истраживаних лесно-палеоземљишних секвенци. Синтетички профил моћности је 61.65 m и састоји се од девет педокомплекса и десет лесних хоризоната различите дебљине.

Рецентно земљиште V-S0 моћности 80 cm одговара чернозему, карбонатном на лесном платоу (Живковић и сар., 1972) који представља типичну степску педолошку творевину. Горњи хумусно акумулативни хоризонт са грануларном структуром и карбонатним мицелијама постепено прелази у слабо развијени В хоризонт чија појава се доводи у везу са лесном вртачом чији обод обухвата врх истраживаног профила.

Стратиграфска јединица V-L1 има дебљину од 875 cm и временски одговара последњем глацијалу, састоји се од два лесна хоризонта V-L1L1 и V-L1L2 који су међусобно раздвојени серијом слабо развијених средње пленигласијалних палеопедолошких хоризоната означеним као V-L1S1. Лесни хоризонт V-L1L1 има карактеристике типичног леса који се одликује значајном порозношћу, великим бројем кротовина и хумусним инфилтрацијама у старим коренским каналима. Педогенетски процеси слабијег интензитета изменили су примарна својства лесног супстрата и формирали неколико ембрионалних палеопедолошких хоризоната који одговарају слаборазвијеном педокомплексу V-L1S1. И у педокомплексу V-L1S1 се јављају бројне кротовине што потврђује доминацију степске вегетације у условима њиховог формирања. Лесни слој V-L1L2 је нешто светлији, мање је порозан и карактерише га мање присуство специфичних педолошких творевина биолошког порекла.



Слика 38. Литологија и стратиграфија истраживаних лесно-палеоземљишних секвенци: 1. Лес; 2. Слабије развијено палеоземљиште; 3. А хоризонт; 4. Аh хоризонт; 5. В хоризонт; 6. Bwt рубификован хоризонт; 7. Прослојци песка; 8. Тефра; 9. Хидроморфни облици; 10. Карбонатне конкреције; 11. Кротовине

Педокомплекс V-S1 је формиран током последњег интергацијала и раног пленигацијала и може се окарактерисати као фосилни чернозем. Моћност V-S1 износи 345 cm. Структура овог палеоземљишта јасно осликава градуално слабљење интензитета педогенезе и постепено повећање седиментације еолског праха и ситног песка. Такође треба издвојити два светлија хоризонта, у средишњем делу педокомплекса V-S1.

Предпоследњи глацијални лес V-L2 близу контакта са педокомплексом V-S1 одликује се појавом великог броја кротовина и хумусним инфилтрацијама у старим коренским каналима. Укупна дебљина стратиграфске јединице V-L2 износи 670 cm. Оваква моћност предпоследњег глацијалног леса је јединствена у Европи и самим тим представља јединствени запис палеоклиматских и палеоеколошких промена током овог временског периода. У средишњем делу се налазе два слабо развијена палеопедолошка хоризонта V-L2S1 и V-L2S2. У доњем лесном субхоризонту V-L2L2 на дубини 17,5 m налази се видно маркантна линија која вероватно представља слој тефре (вулканског пепела).

Сложени педокомплекс V-S2 састоји се од доњег снажно развијеног базалног фосилног чернозема V-S2S1 и слабије развијеног педохоризонта V-S2S1 који су међусобно раздвојени лесним хоризонтом V-S2L1. Укупна моћност педокомплекса V-S2 је 370 cm.

Стриграфска јединица V-L3 представља монолитан типски лес који има дебљину 626 cm. У доњем делу лесног хоризонта V-L3 уочава се неколико танких прослојака песка који указују на динамичност и нагле промене седиментационих услова. Такође, у доњем делу лесног хоризонта V-L3 виде се јасно развијени кротовински канали.

Педокомплекс V-S3 је снажно развијени фосилни чернозем са назнакама процеса деградације. У горњем делу се налазе изразите конкреције које указују на степски екотон. У средишњем делу се налази светлији хоризонт. Базални хоризонт је снажно развијен са карактеристичном блоковском структуром.

У подини V-S3 је моћни лесни хоризонт V-L4, укупне дебљине 475 cm. Близу контакта са педокомплексом V-S3 одликује се појавом великог броја кротовина и хумусним инфилтрацијама у старим коренским каналима.

Фосилни педокомплекс V-S4 налази се у подини лесног хоризонта V-L4. Представља развијену гајњачу-камбисол, моћности 265 cm.

Лесни хоризонт V-L5 моћности је око 550 cm. На контакту са фосилним земљиштем V-S4 констатоване су бројне карбонатне конкреције. Карактерише се типичним лесним седиментима и значајном порозношћу.

У подини лесног хоризонта V-L5 је моћан педокомплекс V-S5, дебљине од 360 cm. Снажно рубификовано палеоземљиште представљено је лувисолом. Кротовине су видљиве на контакту са лесним хоризонтом V-L5. У некадашњим коренским каналима биљака у горњим слојевима овог педокомплекса развијене су карбонатне конкреције. Слабо порозан Bwt хоризонт је веома добро развијен.

У подини моћног палеопедолошког члана V-S5 налази се још један лесни хоризонт моћности око V-L6 270 cm. У овом лесном хоризонту уочене се карбонатне конкреције значајних димензија, до 20 cm у пречнику. У средишњем делу ове стратиграфске јединице уочено је веома слабо развијено палеоземљиште.

Палеопедолошки члан V-S6 има дебљину од 180 cm. У горњим деловима, на контакту са лесним хоризонтом V-L6 јавља се слабије развијено, иницијално, палеоземљиште које потом прелази у камбисол. У подини, на контакту са V-L7 јавља се већи број карбонатних конкреција мањих димензија.

Лесни хоризонт V-L7 има дебљину од 175 cm. У средишњем делу хоризонта налази се слабије развијен камбисол, док се изнад и испод њега налазе лесни седименти. Лес се карактерише великим бројем карбонатних конкреција формираним у некадашњим коренским каналима биљака.

У подини лесног хоризонта V-L7 налази се палеоземљиште V-S7. Педокомплекс V-S7 представља снажно рубификован лувисол, моћности 85 cm.

Између палеоземљишта V-S7 и V-S8 налази се танак лесни хоризонт V-L8. Карактерише се присуством карбонатних конкреција у старим коренским каналима, као и хумичним инфилтрацијама такође формираним у коренским каналима. V-S8 је педокомплекс моћности 90 cm, сличних карактеристика као и млађе палеоземљиште V-S7.

Лесни хоризонт V-L9 моћности је 225 cm и представљен је лесним седиментима са бројним снажно развијеним карбонатним конкрецијама. У старим коренским каналима запажено је присуство хумичних творевина и рубификоване материје.

Палеоземљиште V-S9 има дебљину од 115 cm и представља слабо развијен камбисол са бројним хидроморфним одликама.

Последњи лесни хоризонт је V-L10, моћности 120 cm, са бројним хумусним инфилтрацијама и карбонатним конкрецијама у коренским каналима.

Базални педокомплекс налази се у подини истраживаног профила у Старом Сланкамену. Представљен је камбисолом у ком су видљиве бројне карбонатне конкреције различитих димензија и фосилизовани остаци корења дрвећа.

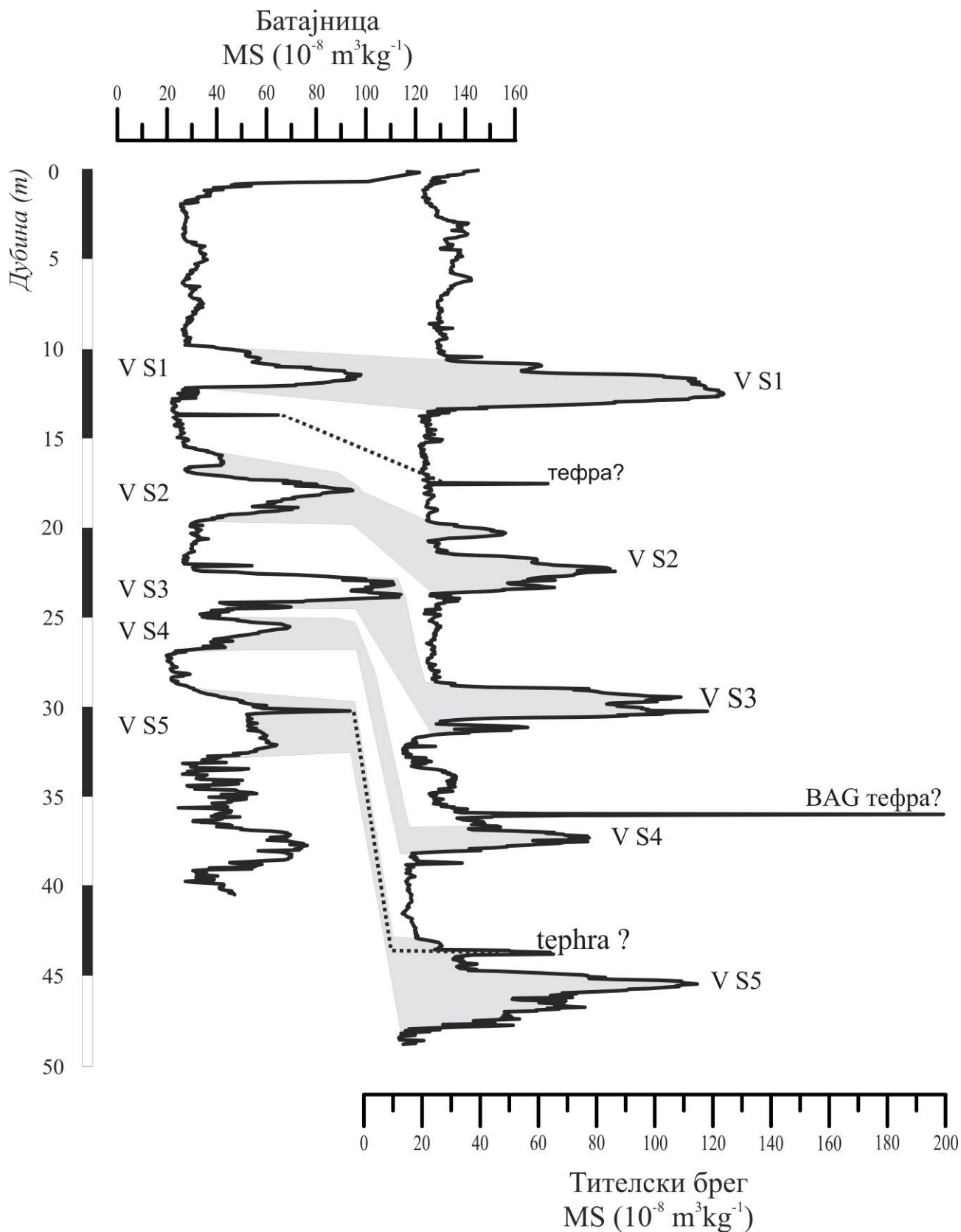
### 3.2 Магнетни суцептибилитет

Комплетност последњих пет глацијално-интерглацијалних циклуса Тителског брега утврђена је поређењем са лесно-палеоземљишном секвенцом у Батајници (Слика 39). Коришћењем педостратиграфије и стратиграфије засноване на магнетном суцептибилитету створен је синтетички профил Тителског брега слично синтетичком профилу у Батајници (Слика 39).

Резултати мерења магнетног суцептибилитета на истраживаном синтетичком профилу у Војводини приказани су на слици 40. Варијације магнетног суцептибилитета стоје у доброј корелацији са педостратиграфијом. Измерене вредности крећу се од  $12 \times 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $123.2 \times 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . Веће вредности забележене су у палеоземљиштима док су у лесним хоризонтима измерене мање вредности. Овакве варијације вредности магнетног суцептибилитета рефлектују појачавање сигнала који настаје као последица педогенетских процеса и веома су сличне варијацијама забележеним на Кинеском лесном платоу и Централној Азији (Marković et al., 2009).

У педокомплексима максималне вредности магнетног суцептибилитета крећу се од  $43.45 \times 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $122.77 \times 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . У основи профила налази се базални педокомплекс са вредностима магнетног суцептибилитета које опадају идући ка контакту са лесним хоризонтом V-L10.

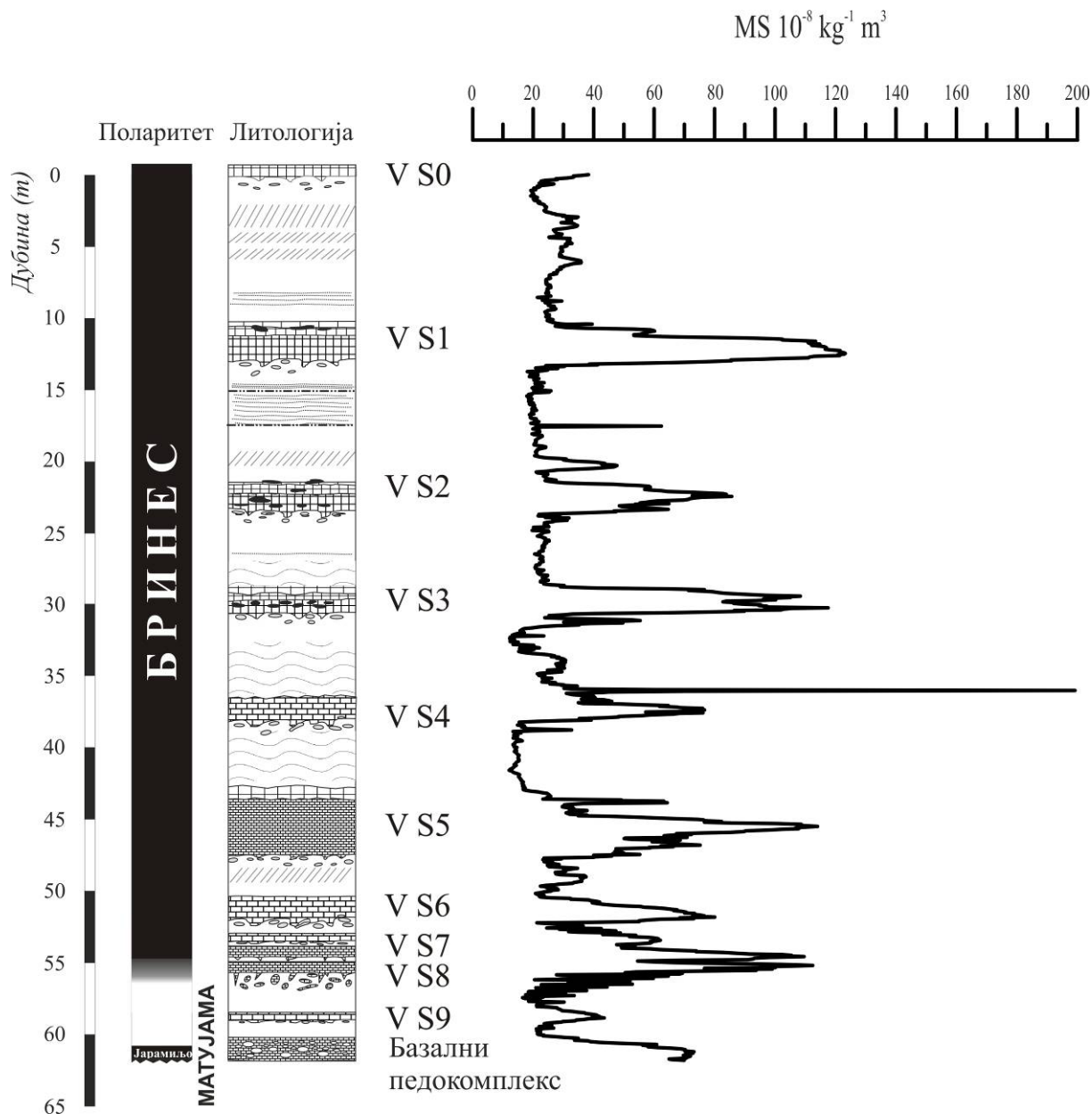
У педокомплексу V-S9 забележене су најниже вредности магнетног суцептибилитета у поређењу са осталим фосилним земљиштима. Максимална измерена вредност је  $43.45 \times 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . У лесном хоризонту V-L9 приметне су нагле и честе варијације вредности магнетног суцептибилитета. Ове промене настале су услед биотурбација које су се одиграле након депозиције лесних седимената као и због хумусних инфилтрација у старим коренским каналима.



Слика 39. Поређење варијација магнетног сусцептибилитета на профилима у Батајници (Marković et al., 2009) и Тителском брегу.



Педокомплекс V-S8 карактерише се високим вредностима које се крећу од  $50.41 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  у контакту са V-L9 до  $112.4 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , што је и максимална измерена вредност.



Слика 40. Варијације магнетног суцептибилитета измерене на истраживаном синтетичком профилу

Нагли пад вредности, од  $112.4 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $54.55 \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , указује на прелаз из фосилног земљишта V-S8 у лесни хоризонт V-L8.

Палеопедолошки хоризонт V-S7 одликује се сличним вредностима магнетног суцептибилитета као и старији стратиграфски члан V-S8. Максимална забележена вредност измерена у V-S7 је  $109.58 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ .

Лесни хоризонт V-L7 представља композитни лесни стратиграфски члан, будући да се у његовом средишњем делу налази слабије развијено палеоземљиште V-L7S1. На контакту са V-S7 измерене вредности крећу се од  $58.63 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $49.12 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , док је најнижа вредност измерена на контакту са V-S6 и износи  $24.49 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . У слабије развијеном палеоземљишту V-L7S1 максимална вредност магнетног суцептибилитета од  $62.08 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ .

Вредности магнетног суцептибилитета нагло расту од контакта V-L7 и палеоземљишта V-S6 од  $21.24 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $80.03 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , што уједно представља и највишу вредност у V-S6. Идући ка лесном хоризонту V-L6 вредности опадају до  $22.42 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ .

Идући од базе V-L6 ка врху овог стратиграфског члана вредности магнетног суцептибилитета расту од  $22.42 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $35.99 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . Овај пораст означава прелаз из лесног хоризонта ка слабије развијеном педолошком члану V-L6S1. Од врха овог члана ка моћном педокомплексу V-S5 забележен је пад вредности, па је на самом контакту са V-S5 измерено  $23.59 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ .

Педокомплекс V-S5 карактеришу три јасно видљива врха. Идући од основе ка врху педокомплекса запажа се нагли пораст вредности магнетног суцептибилитета, од  $23.62 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $55.28 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . Вредности потом опадају до  $47.01 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  да би затим порасле до  $75.19 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , што представља други видљив максимум. Од ове вредности уочава се поновни пад до  $50.11 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , а затим нагли скок вредности на  $114.04 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , што уједно представља и максимално измерену вредност магнетног суцептибилитета у овом педокомплексу. До врха ове стратиграфске јединице вредности опадају до  $29.64 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . Овде се уочава нагли скок вредност који указује на могуће постојање тефре која услед свог минералног састава утиче на појачавање магнетног сигнала. Сличан скок вредности запажен је и на лесно-палеоземљишној секвенци у Батајници у истој стратиграфској јединици (Marković et al., 2009).

Лесни хоризонт V-L5 се одликује ниским вредностима магнетног суцептибилитета. Од основе V-L5 вредности се постепено смањују са  $23.21 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $13.24 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , што представља минимум и за овај стратиграфски члан. Од поменутог минимума до контакта са V-S4 магнетни суцептибилитет бележи мањи пораст,  $14.31 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . У горњем делу V-L5 јасно је уочљив нагли скок вредности од  $32.74 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , да би поново опале на  $16.06 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  на прелазу у V-S4.

Нагли пораст вредности од  $16.06 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $76.12 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  указује на почетак фосилног земљишта V-S4. Пажљивим посматрањем може се утврдити постојање два врха у самом педокомплексу сличних вредности ( $76.12 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  и  $76.76 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ ). Од датих максимума вредности постепено опадају до горњег дела V-S4, где достижу  $36.44 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ .

На прелазу из V-S4 у V-L4 уочљиво је нагло повећање сигнала магнетног суцептибилитета. Овај нагли скок вредности магнетног суцептибилитета ( $199.19 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ ) вероватно представља еквивалент BAG тефри. Овај вулкански материјал идентификован је у јужној Словачкој и Мађарској (Pouchlet et al., 1999; Horvath, 2001; Bardak, 2009). На основу геохемијских карактеристика материјала сматра се да је вулкански пепео пореклом из средње италијанске вулканске области, вулкана Вулсини и Монти Албани. Овај вулкански пепео повезан је са ерупцијом Villa Senni вулкана која се догодила пре око 350.000 година (Pouchlet et al., 1999, Marković et al., in press).

Након тако високог скока, вредности магнетног суцептибилитета у V-L4 падају на  $22.90 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , да би потом након пола метра благо порасле на  $30.13 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . Идући ка контакту са V-S3 уочен је благи пад вредности које на самом прелазу у педокомплекс V-S3 достижу  $15.65 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ .

Педокомплекс V-S3 поседује два изражена максимума вредности магнетног суцептибилитета у својој основи, који достижу  $49.65$  и  $55.37 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . Измерене вредности након другог врха опадају, да би се затим нагло повећале на  $117.52 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , што представља први од два главна максимума утврђена у овом педокомплексу. Други максимум има нешто ниже вредности од  $108.37 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . Након овог другог врха вредности магнетног суцептибилитета се нагло снижавају и на прелазу у лесни хоризонт V-L3 износе  $23.27 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ .

Магнетни суцептибилитет у лесном хоризонту V-L3 не показује значајније варијације. Вредности се крећу од  $21.16 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , што представља минимум, до  $25.86 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , што чини максимум и утврђен је у горњем делу стратиграфске јединице.

Палеоземљиште V-S2 одликује се појавом три јасно уочљива врха у доњем делу. На прелазу из V-L3 у V-S2 вредности нагло расту од  $23.97$  до  $64.64 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , што уједно представља први максимум. Друга два имају вредности од  $85.65$  и  $83.85 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . Вредности се нагло смањују и у лесном хоризонту, уметнутом између два фосилна земљишта која чине V-S2, и износе око  $23 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . У горњем делу V-S2 видљиво је још једно повећање вредности, нагло расту од око  $23 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  до  $46.65 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ .

Слично као и у лесном хоризонту V-L3 и у V-L2 нису уочене веће варијације вредности, крећу се око  $21 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , осим наглог скока на  $17.5 \text{ m}$  од површине профила.

Ово снажно повећање сигнала ( $62.40 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ ) вероватно указује на постојање још једног слоја вулканског пепела. Сличан скок вредности уочен је на лесном профилу у Батајници у истом стратиграфском члану (Marković et al., 2009).

Снажно развијено палеоземљиште V-S1 има максималну вредност магнетног суцептибилитета од  $122.77 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  у свом доњем делу. Идући ка контакту са V-L1 вредности се смањују да би се потом благо повећале у виду својеврсног секундарног маскима од  $58.21 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ . Ка прелазу у V-L1 вредности достижу свој минимум од  $28.79 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ .

Најмлађи лесни хоризонт V-L1 сачињен је од старијег леса V-L1L1, у основи, у коме се измерене вредности крећу од  $21.37$  до  $28.10 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$ , слабије развијеног палеоземљишта V-L1S1 са вредностима од  $33.41$  до  $35.83 \cdot 10^{-8} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3$  и млађег лесног слоја V-L1L2 у коме су забележене сличне варијације као у старијем члану.

### 3.3 Палеомагнетна мерења

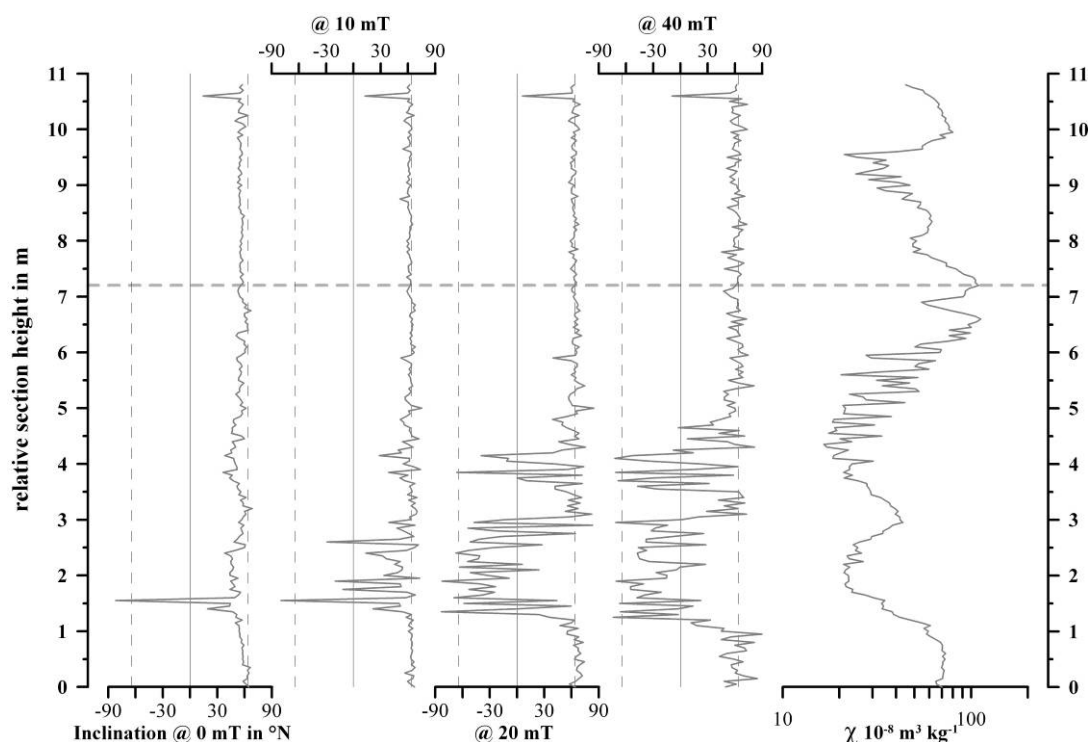
Палеомагнетним мерењима утврђено је постојање промена магнетног поларитета на испитиваном профилу. Управо појава границе између Бринес епохе нормалног поларитета и Матујама епохе реверсног поларитета представља значајан временски маркер у хроностратиграфској подели лесно-палеоземљишне секвенце Стари Сланкамен. Ова граница је први пут утврђена приликом палеомагнетних мерења узорка узетих са профила Чот у Старом Сланкамену. На око пет метара од основе истраживаног синтетичког профила јавља се зона промене магнетног поларитета.

Палеомагнетна мерења урађена су на узорцима узетим из основе профила, тачније од V-S6 до саме базе.

Нормални поларитет утврђен је у педокомплексима V-S6 и V-S7, као и кроз читав лесни хоризонт V-L7. Зона промене поларитета, од нормалног ка реверсном, примећена је у горњим деловима лесног хоризонта V-L9, а промена ка потпуном реверсном поларитету забележена је у лесу V-L10.

Реверсни поларитет утврђен је до горњег дела базалног педокомплекса. На око метар од основе профила утврђена је још једна промена поларитета, од реверсног ка нормалном. Ова промена указује на могуће постојање Јарамилхо епизоде нормалног поларитета (Hambach et al., 2009, Marković et al., 2011).

Резултати палеомагнетних мерења приказани су на слици 41. Инклинација вектора природног реланентног магнетизма приказана је у функцији стратиграфије. Варијације магнетног суцептибилитета у функцији дубине корелиране су са резултатима палеомагнетних мерења (према Marković et al., 2011).



Слика 41. Резултати палеомагнетних мерења на доњем делу истраживаног синтетичког профила (према Marković et al., 2011).

Овај последњи део лесног профила био је најпроблематичнији приликом конструкције временске скале, управо због позиције границе промене магнетног поларитета Бринес-Матујама. Ова граница се у дубокоморским седиментима јавља у маринско изотопском стадијуму 19 што би одговарало палеоземљишту V-S7. Међутим, у овом педокомплексу утврђена је епоха нормалног поларитета Бринес, док је граница Бринес-Матујама утврђена у V-L9 што одговара маринско изотопском стадијуму 22.

### 3.4 Временске скале војвођанског леса

При формирању временских модела коришћена су три метода који подразумевају неке унапред одређене претпоставке. Те претпоставке представљају контролне тачке, тачније везивање одређених тачака на дубинској скали са тачкама на временској скали.

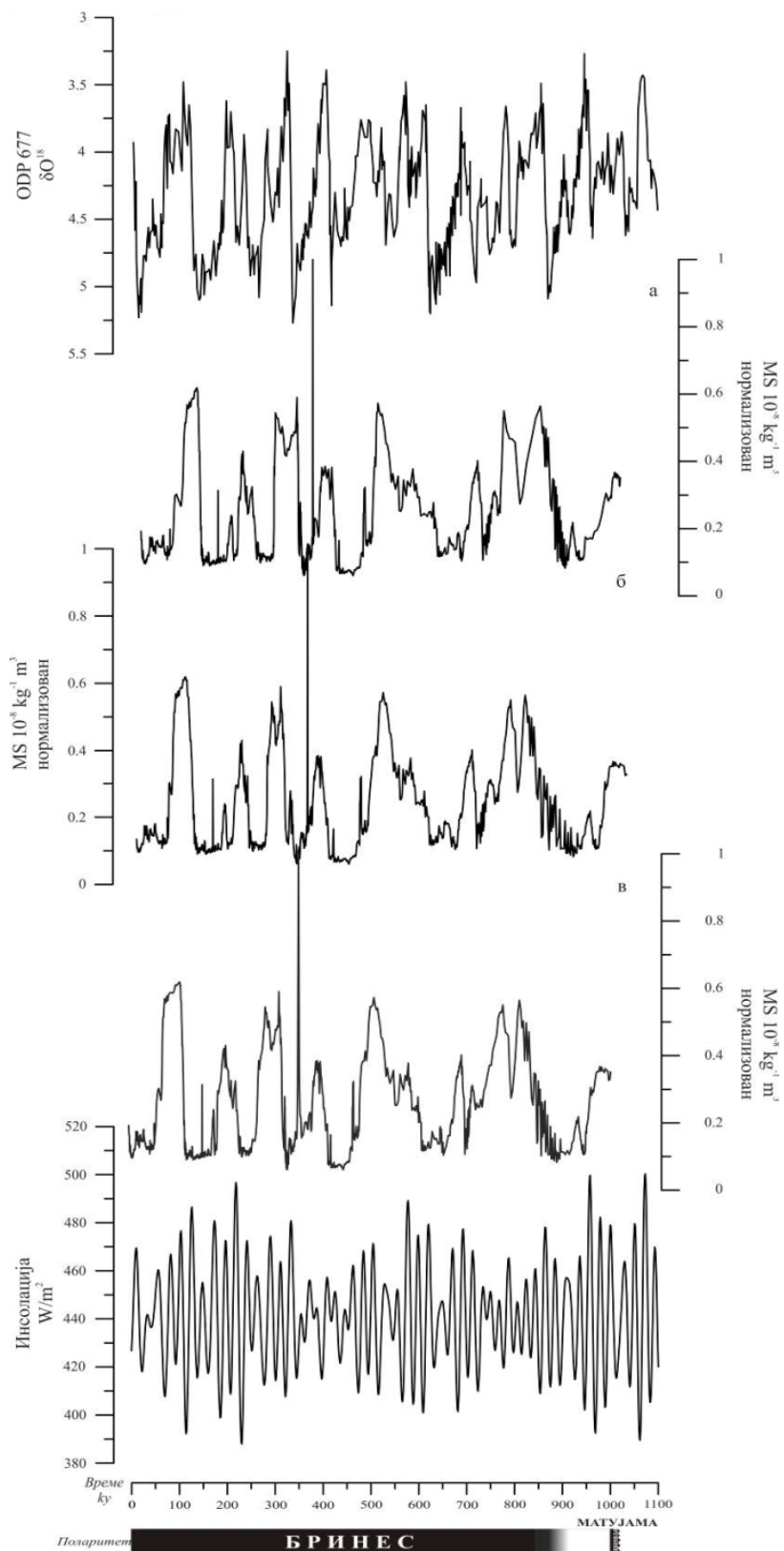
Контролне тачке утврђене за потребе ове студије прате стратиграфски модел кинеског леса, и маринско изотопске стадијуме при чему се V-S7, V-S8, V-S9 и базални педокомплекс везују за маринско изотопске стадијуме 19, 21, 23 и 25.

На слици 42. приказани су резултати формирања временских скала употребом три различита метода. При овом поступку коришћена је прва група контролних тачака. Претстављена три метода корелирана су са вредностима инсолације (Berger, Loutre, 1991) варијацијама изотопа кисеоника измереним у дубокоморском језгру ODP 677 (Shackelton et al., 1990).

Прва временска крива добијена је коришћењем HS2000, друга LL2002 и трећа ImDg84/94 метода. При формирању временске скале методом HS2000 педокомплекс V-S1 формиран је од пре 141 ку до 73 ку, методом LL2002 од пре 135 ку до 77 ку док је ImDg84/94 методом добијен временски распон од 140 ку до 74 ку.

Педокомплекс V-S2 који је временски еквивалент маринско-изотопском стадијуму 7, такође има сличне временске распоне на представљеним временским моделима. У моделу HS2000 забележено је временско трајање од 64 ку, тачније од пре 251 ку до 187 ку. За LL2002 модел утврђен је временски опсег од 252. ку до 188 ку, док је за ImDg84/94 добијен нешто краћи временски период од 251 ку до 192 ку.

Педокомплекс V-S3, који се везује за маринско изотопски стадијум 9, према моделу HS2000 настајао је од пре 340 ку до пре 285 ку, према LL2002 формиран од пре 329 ку до пре 281 ку, док је према ImDg84/94 моделу од пре 345 ку до пре 276 ку.



Слика 42. Упоредни приказ временске скале формиране на основу различитих метода: а) HS2000; б) LL2002 в) ImDg84/94

Педокомплексу V-S4 временски одговара период од пре 419 ку до пре 380 ку (HS2000), од пре 415 ку до 370 ку (LL2002) и од пре 437 ку до пре 394 ку (ImDg84/94). За V-

S5 по методу HS2000 временски одговара распон од пре 628 ку до пре 490 ку, по методу LL2002 од пре 624 ку до пре 493 ку и по методу ImDg84/94 од пре 632 ку до пре 498 ку година.

Палеоземљиште V-S6 формирано је од пре 723 ку до пре 680. ку по HS2000, односно од пре 722 ку до пре 681 ку по LL2002, док је за ImDg84/94 утврђен распон од пре 723 ку до пре 679 ку.

За V-S7 по методу HS2000 временски одговара распон од пре 796 ку до пре 760 ку, по методу LL2002 од пре 805 ку до пре 771 ку и по методу ImDg84/94 од пре 816 ку до пре 776 ку.

Педокомплексу V-S8 временски одговара период од пре 864 ку до пре 816 ку (HS2000), од пре 850 ку до пре 815 ку (LL2002) и од пре 865 ку до пре 828 ку (ImDg84/94).

Педокомплекс V-S9 формиран је од пре 922 ку до пре 901 ку по HS2000, по LL2002 од пре 969 ку до пре 941 ку, по ImDg84/94 од пре 970 ку до пре 941 ку.

Базални педокомплекс у свом горњем делу има старост од 951 ку по методу HS2000, 983 ку по LL2002 и 978 ку по ImDg84/94.

У табели 8. дат је уопредни приказ резултата сва три временска модела.

У лесном хоризонту V-L4 утврђено је постојање слоја вулканског пепела за који се сматра да представља BAG тефру, идентификовану у јужној Словачкој и Мађарској. Сматра се да је овај слој вулканског пепела наталожен пре око 350 ку (Pouchlet et al., 1999; Horvath, 2001; Bardak, 2009). Према временским моделима коришћеним при конструкцији временских скала дати слој датиран је на 368 ку према HS2000, према LL2002 369 ку година и према ImDg84/94 374 ку.

Палеомагнетним мерењима утврђено је и постојање промена магнетног поларитета на испитиваном профилу. Временски оквир ових промена према HS2000 је 874 ку, за LL2002 860 ку и за ImDg84/94 874 ку за границу између Бринес епохе нормалног поларитета и Матујама епохе реверсног поларитета. Датум за ову границу у дубокоморским седиментима утврђен је на 778 +/- 0.017 ку (Tauxe et al., 1996). Могуће постојање Јарамиљо епизоде нормалног поларитета утврђено је у самој основи профила и дефинисан је временски оквир од 985 ку за HS2000, за LL2002 994 ку и за ImDg84/94 991 ку.



Табела 8. Упоредни приказ резултата формирања временских скала употребом три модела

Стратиграфске ознаке	Дубина (cm)	HS2000	LL2002	ImDg84/94
		Старост (ky)	Старост (ky)	Старост (ky)
Горња граница V-S1	10,05	73	77	74
Основа V-S1	13,3	141	135	140
Горња граница V-S2	19,35	187	188	192
Основа V-S2	24,25	251	252	251
Горња граница V-S3	28,45	285	281	276
Основа V-S3	31,6	340	329	345
Горња граница V-S4	34,94	380	370	394
Основа V-S4	38,8	419	415	437
Горња граница V-S5	43,1	490	493	498
Основа V-S5	47,7	628	624	632
Горња граница V-S6	50,35	680	681	679
Основа V-S6	52,85	723	722	723
Горња граница V-S7	52,75	760	771	776
Основа V-S7	54,5	796	805	816
Горња граница V-S8	54,7	816	815	828
Основа V-S8	55,75	864	850	865
Горња граница V-S9	58	901	941	941
Основа V-S9	58,95	922	969	970
Горња граница базалног педокомплекса	59,85	951	983	978

### 3.5 Резултати спектралне анализе (Брзе Фуријеове трансформације)

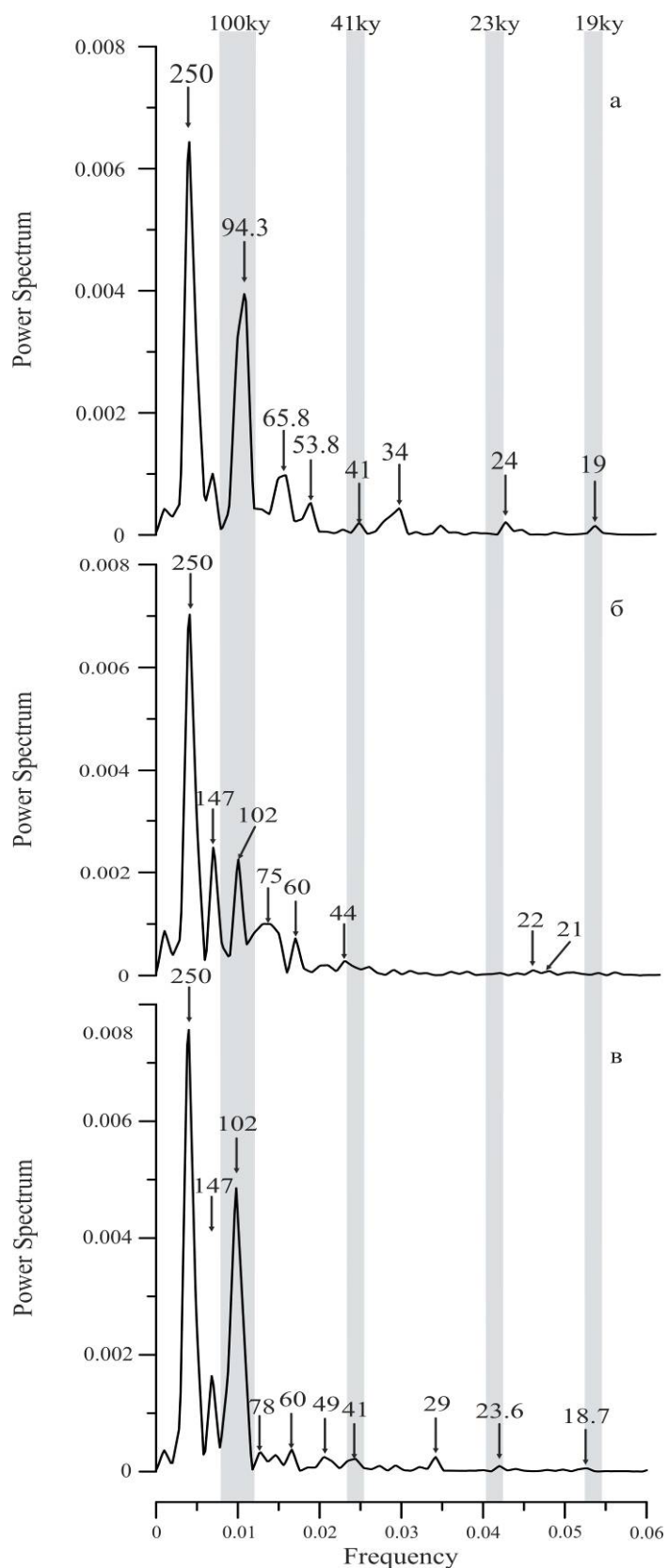
На слици 43. приказани су резултати спектралне анализе временске скале војвођанског леса формиране на основу три различита модела. Спектрални врхови за сва три употребљена временска модела најснажнију амплитуду имају на фреквенцији од око 0.01 што одговара 100. ку циклусу ексцентрицитета.

На временском моделу HS2000 нису видљиви циклуси на фреквенцији од 0.00688 и 0.0098 који су временски еквиваленти 147 ку и 102 ку. Дати циклуси уочљиви су на остала два временска модела LL2002 и ImDg84/94. Наснажнију амплитуду имају циклуси који се могу повезати са варијацијама у ексцентрицитету.

На временској скали формираној по методи HS2000 најснажнији је циклус од 250 ку, потом од 94.3 ку. Много слабији циклуси уочени су на 65.8 ку и 53.8 ку. Такође, је слаб запис и 41 ку циклуса који је временски еквивалент променама нагиба Земљине осе ротације. Прецесиони циклуси од 23 ку и 19 ку година су једва видљиви и на основу добијених резултата нису имали велики утицај на палеоклиматске прилике у току последњих милион година на овом простору.

Слично као и код HS2000 и на временском моделу LL2002 најснажнији је циклус од 250 ку. Међутим, овде је уочљив циклус од 147 ку и скоро савршен циклус од 100 ку година. Веома слабе амплитуде имају циклуси нагиба осе ротације и прецесије. Циклус од 41 ку који је уочљив на моделу HS2000 овде је замењен циклусом од 44 ку док су циклуси прецесије приказани вредностима од 22 ку и 21 ку. Поред ових циклуса видљиви су циклуси од 75 ку и 60 ку.

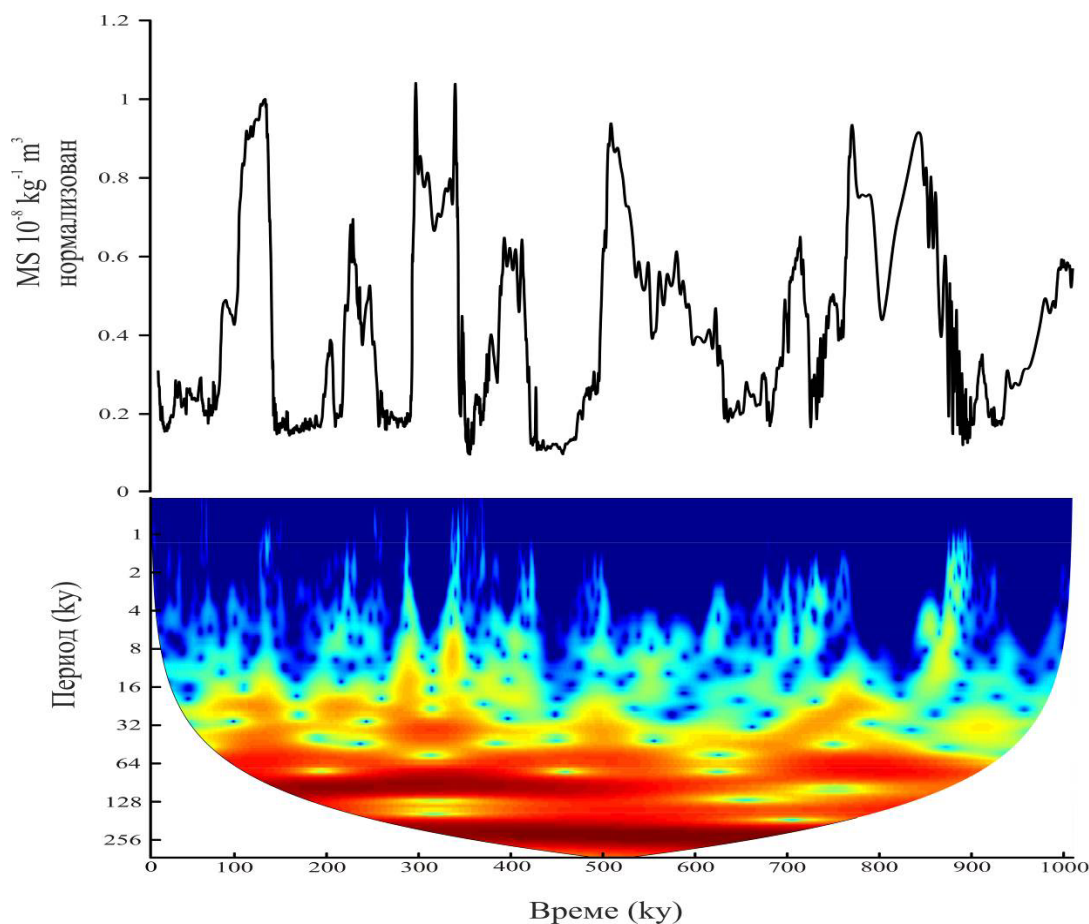
На последњем временском моделу ImDg84/94, слично као и код LL2002 најснажнији су циклуси од 250 ку и 102 ку, али је разлика у амплитуди 147 ку циклуса доста велика. Много слабијег интензитета су и мањи циклуси од 78 ку, 60 ку и 49 ку година. Циклуси прецесије и нагиба осе ротације приказани су варијацијама на фреквенцијама од 0.0244, 0.042 и 0.053 што одговара вредностима од 41 ку, 23.6 ку и 18.7 ку година.



Слика 43. Спектрална анализа временске скале војвођанског леса формиране на основу три различита модела; а) HS2000; б) LL2002 в) ImDg84/94

### 3.6 Резултати вејвлет анализе

Резултати вејвлет анализе показују мање разлике будући да је сама анализа примењена на различите временске моделе формиране различитим методама. Вејвлет анализом омогућено је испитивање фреквенција у подацима у функцији времена. Вејвлет анализа резултата магнетног сусцептибилитета војвођанског леса указује на то који је астрономски период, односно циклус био доминантан у посматраном временском периоду.



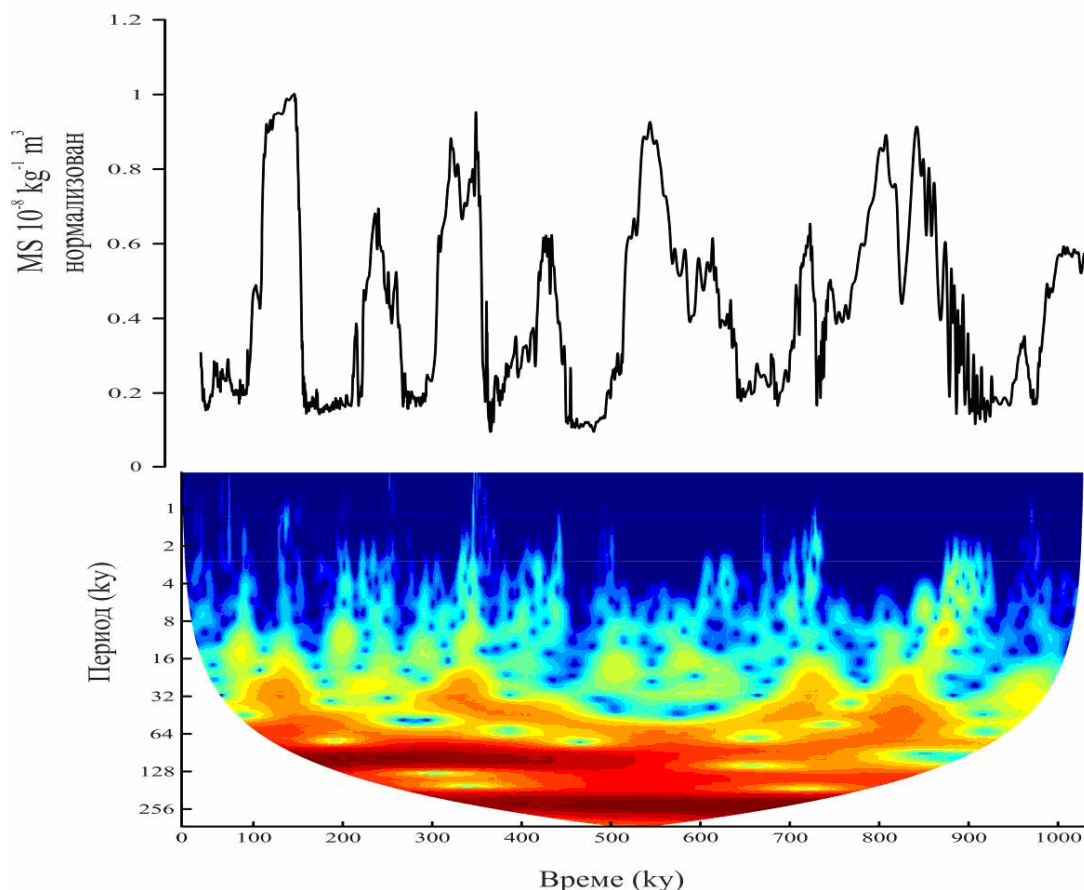
Слика 44. Вејвлет анализа временског модела *HS2000*

На слици 44. приказана је вејвлет анализа временског модела *HS2000*. Циклус од 235 ку видљив је у периоду од пре око 700 ку до пре око 300 ку година. Циклус ексцентрицитета, односно циклус од око 100 ку постаје доминантан од пре око 500 ку година до пре око 140 ку. Врло слаб сигнал може се уочити за краће циклусе од 23 ку и 41 ку.

Циклус промена нагиба земљине осе ротације, односно 41 ку циклус, видљив је у периодима од пре 817 ку до пре 780 ку, потом у периоду од 724 ку до 636 ку, затим 536 ку до

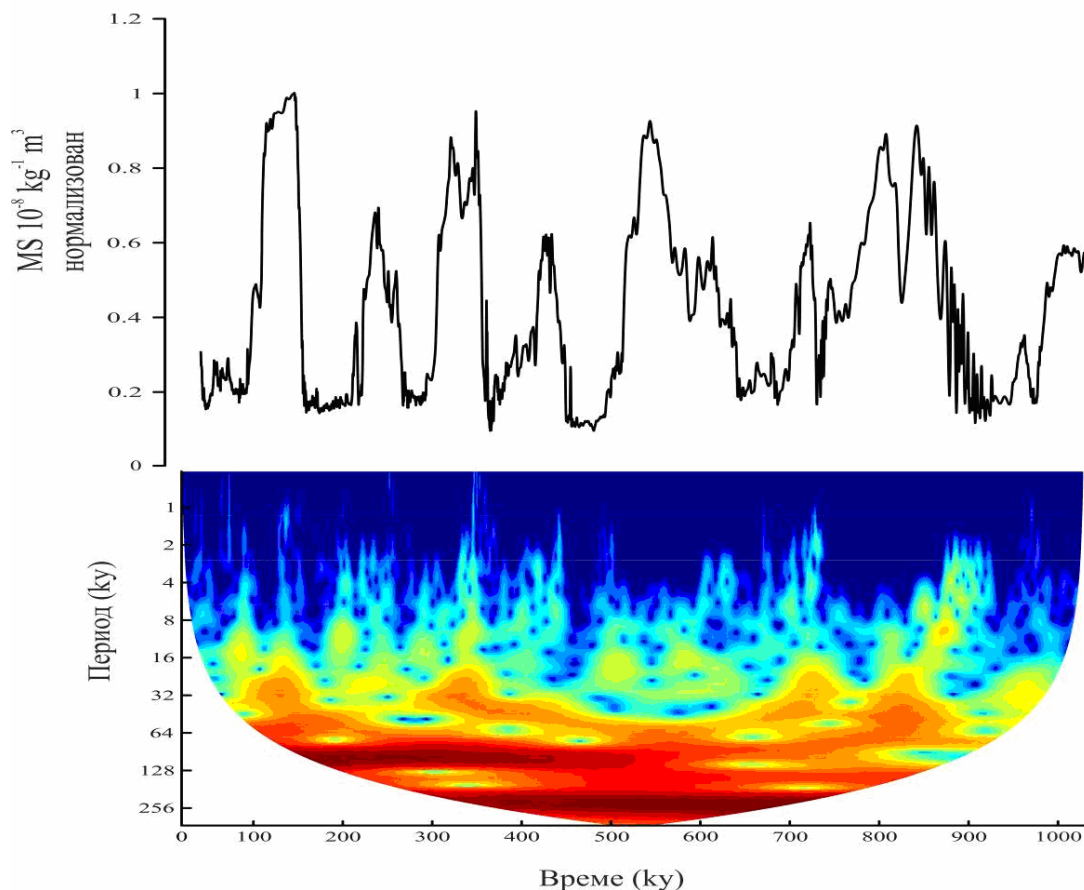
430 ку. Поменути циклус се такође може уочити у периодима од пре 358 ку до пре 269 ку и поново од пре 169 ку до пре 74 ку.

Циклус прецесије има врло слаб сигнал на читавом истраживаном периоду, али се на резултатима вејлет анализе може потврдити његово присуство у различитим временским интервалима. Слаб, али уочљив сигнал може се приметити у периодима од пре 800 ку до пре 730 ку, затим од пре 500 ку, и у периоду од пре 350 ку до пре 73 ку.



Слика 45. Вејлет анализа временског модела LL2002

Слично као и код временског модела *HS2000*, на временској скали формираној коришћењем динамичког програмирања (*LL2002*) најснажнији сигнал има циклус од 235 ку година (Слика 45). Циклус од око 100 ку уочљив је на читавом истраживаном периоду, али сигнал постаје снажнији у периоду од пре 412 ку. Циклус промена нагиба земљине осе ротације, видљив је у периодима од пре 878 ку до пре 672 ку, потом у периоду од 440 ку до 102 ку. Циклус прецесије има врло слаб сигнал на читавом истраживаном периоду, али се његово присуство може уочити у периоду од пре око 800 ку и поново у периоду од пре око 350 ку до пре 266 ку.



Слика 46. Вејлет анализа временског модела *ImDg84/94*

Код сва три временска модела најснажнији је сигнал на фреквенцији од око 235 ку. Циклус промене ексцентрицитета постаје снажан од пре око 500 ку. Мањи циклуси промене нагиба осе ротације и прецесије веома су слаби на моделу *ImDg84/94* у поређењу са два претходно поменута (Слика 46). Циклус промена нагиба земљине осе ротације, видљив је у периодима од пре 864 ку до пре 656 ку, потом у периоду од 462 ку до 285. ку и у периоду од пре 167 ку до пре 111 ку.

Прецесиони сигнал је веома слаб, као и код два претходна временска модела. Уочљив је у периодима од пре 850 ку до пре 807 ку, 750 ку до пре 705 ку, 367 ку до пре 310 ку и у временском интервалу од пре 160 ку до пре 96 ку.

## 4. ДИСКУСИЈА

Захваљујући комплетности палеоклиматског записа садржаног у лесно-палеоземљишним секвенцама у Војводини могуће је извршити њихову корелацију не само са сличним архивима на Кинеском лесном платоу, него и са другим терестричним седиментима, као што су палинолошки резултати као и са варијацијама  $\delta O^{18}$  у дубокоморским седиментима.

### 4.1. Корелација са профилима на Кинеском лесном платоу и варијацијама $\delta O^{18}$

Велики је број времеских модела који су конструисани на основу флукуација палеоклиматских параметара измерених у кинеском лесу. У табели 9. приказано је поређење временских скала војвођанског леса са временским серијама кинеског леса. Иако су формиране различитим методама, омогућена је евалуација временске скале војвођанског леса.

На основу утврђених палеомагнетних реверзија конструисан је постојећи стратиграфски модел војвођанског леса. Дати стратиграфски модел потврђен је бројним резултатима истраживања као што су педостратиграфске карактеристике, аминокиселина геохронологија, датирање луминесценцијом као и мерењем магнетног суцептибилитета (Marković et al., 2003, 2005, 2006, 2007, 2007, 2009, 2011; Schmidt et al., 2010).

Акумулацију леса у Војводини карактерисали су услови слични оним на Кинеском лесном платоу (Kukla, 1987; Liu and Ding, 1998). Лес се акумулирао на платоима, захваљујући чему су постдепозициони процеси били слабијег интензитета. У периодима депозиције лесне прашине преовлађавали су суви палеоклиматски услови. Захваљујући овим чињеницама лесно-палеоземљишне секвенце у Војводини спадају у најкомплетније и најдеталније палеоклиматске архиве у Европи (Marković et al., 2008)

На основу варијација магнетног суцептибилитета измерених на истраживаном лесном профилу могуће је издвојити два дела. Горњи део, између рацентног земљишта и лесног хоризонта V L5, и доњи део, између педокомплекса V S5 и основе профила.

Табела 9. Упоредни приказ временских модела војвођанског и кинеског леса

Стратиграфске ознаке	Војвођански лес				Стратиграфске ознаке	Кинески лес				
	Marković et al., in press b	HS2000	LL2002	ImDg84/94		Lu et al., 1999	Heslop et al. 2000	Ding et al., 1994	Ding et al., 2002	Sun et al., 2006
	Старост (куг)	Старост (куг)	Старост (куг)	Старост (куг)		Старост (куг)	Старост (куг)	Старост (куг)	Старост (куг)	Старост (куг)
Горња граница V-S1	80	73	77	74	Горња граница S1	71	79	72	73	69
Основа V-S1	133	141	135	140	Основа S1	129	129	128	128	138
Горња граница V-S2	185	187	188	192	Горња граница S2	188	196	190	190	182
Основа V-S2	249	251	252	251	Основа S2	254	250	250	245	263
Горња граница V-S3	278	285	281	276	Горња граница S3	279	290	282	307	273
Основа V-S3	342	340	329	345	Основа S3	334	342	334	336	347
Горња граница V-S4	362	380	370	394	Горња граница S4	385	386	338	360	382
Основа V-S4	421	419	415	437	Основа S4	428	417	418	412	438
Горња граница V-S5	479	490	493	498	Горња граница S5	471	503	482	479	470
Основа V-S5	640	628	624	632	Основа S5	576	625	579	621	630
Горња граница V-S6	686	680	681	679	Горња граница S6	658	693	648	684	697
Основа V-S6	721	723	722	723	Основа S6	670	713	677	710	718
Горња граница V-S7	746	760	771	776	Горња граница S7	706	765	727	760	721
Основа V-S7	794	796	805	816	Основа S7	748	778	742	787	754
Горња граница V-S8	809	816	815	828	Горња граница S8	760	807	762	819	813
Основа V-S8	882	864	850	865	Основа S8	788	865	792	865	875
Горња граница V-S9	949	901	941	941	Горња граница S9	853	952	853	943	936
Основа V-S9	973	922	969	970	Основа S9	883	984	920	989	967
Горња граница базалног педокомплекса	1014	951	983	978	Горња граница S10	895	1112	943	1018	1005



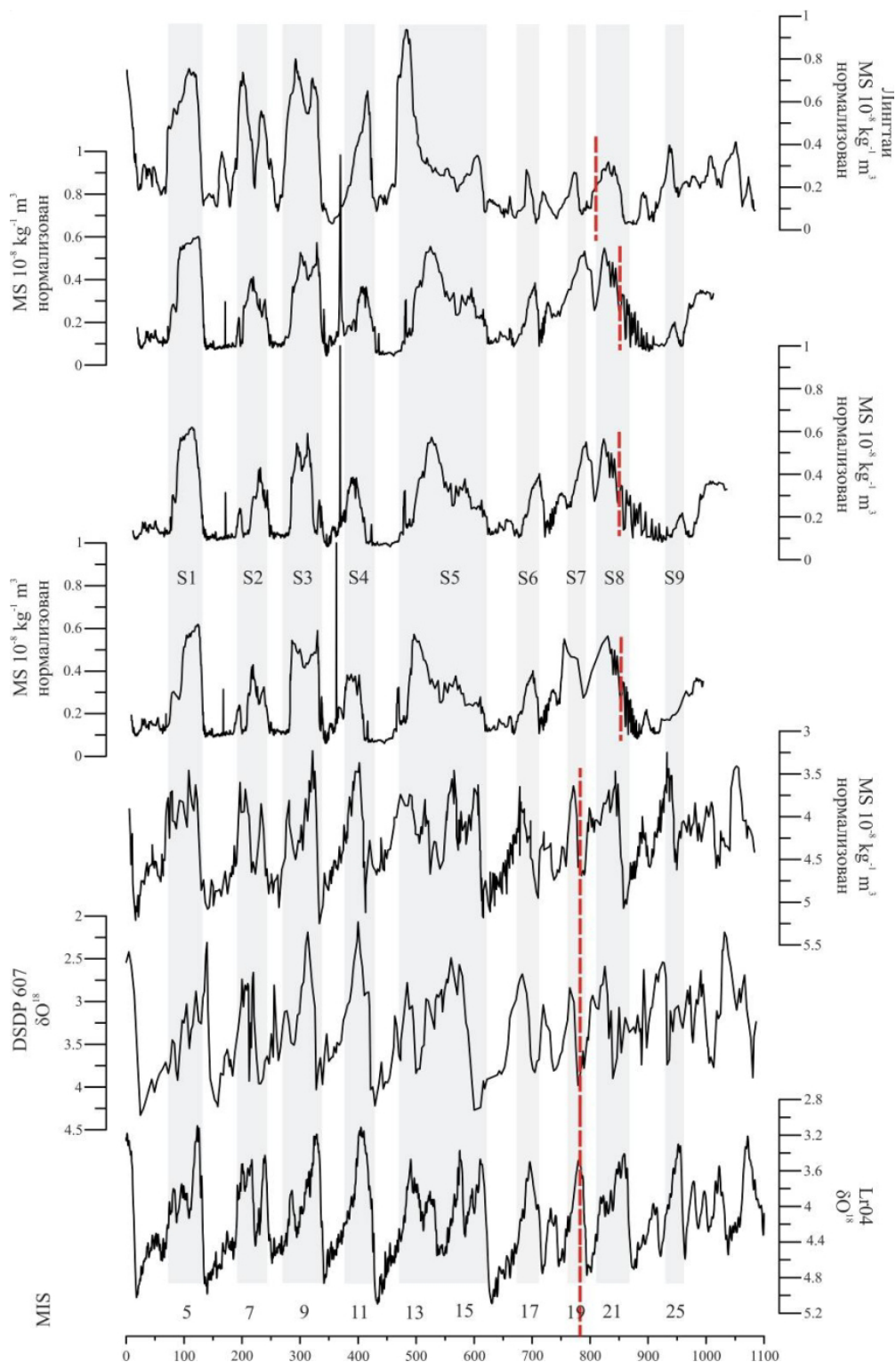
Предложене три временске скале за војвођански лес при самој конструкцији имале су исте контролне тачке, наиме палеоземљишта су се везивала за одговарајуће *i*-циклусе.

Временски модели конструисани у овој студији као и прва временска скала војвођанског леса (Marković et al., in press) показују добру корелацију са кинеским лесно-палеоземљишним секвенцама за последњих 450 ку. Варијације магнетног сусцептибилитета на синтетичком профилу војвођанског леса лако су упоредиве са варијацијама забележеним у кинеском лесу. Та кретања могу се видети у сваком глацијално-интерглацијалном циклусу за последњих 450 ку. Иако разлике постоје, четири педокомплекса V S1, V S2, V S3, V S4 у војвођанском лесу и одговарајућим палеоземљиштима, S1, S2, S3, S4 кинеском лесу везана су за исте циклусе инсолације.

Доњи део истраживаног профила, од педокомплекса V S5 до базалног педокомплекса, показује слабију временску резолуцију највероватније због компакције седимената. Управо из тог разлога утврђене су разлике у временском оквиру формирања појединих палеоземљишта. Значајније разлике јављају се код палеоземљишта V S5 и S5, не само на синтетичком профилу у Војводини него и на Кинеском лесном платоу. На истраживаним профилима у Кини разлика у временском трајању интерглацијала MIS 13 и 15 када је формиран моћан педокомплекс S5 креће се око 30 ку. Овако велика разлика утврђена је и на истраживаном синтетичком профилу између прве астрономски туниране временске скале (Marković et al., 2011) и резултата добијених у овој студији. Овако велика неслагања могу бити последица различитих метода конструкције временске скале, као и другачије интерпретације климатских циклуса и орбиталних параметара. Такође, као објашњење ових разлика наводе се и збијање лесних седимената током времена и разлике у стопама седиментације (Lu et al., 1999).

Велике сличности између варијација изотопа кисеоника у дубокоморским језгрима и магнетног сусцептибилитета у кинеском лесу коришћене су за стварање хронолошких модела (Kukla et al., 1988; Heller and Evans, 1995; Bloemendal et al., 1995; Zhu et al., 1998a; Evans and Heller, 2001; Ding et al., 2002; Wang et al., 2006).

Стратиграфски модел војвођанског леса заснован је на кинеском лесно - стратиграфском систему (Marković et al., 2008). Посматрајући предложени модел, педокомплекси су повезивани са одговарајућим маринско изотопским стадијумима.



Слика 47. Корелација истраживаог профила са дубкоморским језгрима ODP 677 (Shackelton, 1990), DSDP 607 (Raymo et al., 1989; Ruddiman et al., 1989; Berggren et al., 1995), LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) и профила Лушунан на Кинеском лесном платоу (Sun et al., 2006): црвена испрекидана линија показује Бринес-Матујама границу

Генерално посматрано, цикличне флукуације магнетног суцептибилитета стоје у доброј корелацији са варијацијама изотопа кисеоника у дубокоморским језгрима (Слика 47). Нису забележене разлике у корелацији палеоземљишта у војвођанском и кинеском лесу са одређеним маринско изотопским стадијумима.

Стратиграфски чланови од врха профила па до V S5 стоје у истоветној корелацији као и стратиграфски чланови до S5 на Кинеском лесном платоу. Педокомплекси V S1/S1, V S2/S2, V S3/S3 и V S4/S4 везују се за маринско изотопске стадијуме 5, 7, 9 и 11. Моћан педокомплекс V S5/S5 корелиран је са маринско изотопским стадијумима 13 до 15. Овај стратиграфски члан је морао настати у дужем временском периоду топле и влажне климе (Bronger et al., 1998; Bronger, 2003) будући да су утврђени снажнији педогенетски процеси него у рецентним земљиштима у региону. Маринско изотопски стадијум 14 слабије је изражен и трајао је краће од хладнијих периода у ранијем и потоњем глацијалном циклусу (Shackelton et al., 1990, Heslop et al., 2000). Корелација овог педокомплекса са поменутиим маринско изотопским стадијумима резултирало је у униформним стопама акумулације које су карактеристичне и за остала фосилна земљишта. Педокомплекс V S6/S6 корелиран је са маринско изотопским стадијумом 17, а палеоземљиште V S7/S7 са маринско изотопским стадијумом 19. Најстарији педокомплекси V S8/S8 и V S9/S9 повезани су са маринско изотопским стадијумом 21 и 25.

Значајан маркер на истраживаном профилима је присуство слоја тефре или вулканског пепела наталоженог у лесном хоризонту V L4. Због своје позиције сматра се да представља еквивалент BAG тефри која се, такође, налази на истраживаним лесно-палеоземљишним секвенцама у Мађарској и јужној Словачкој (Pouchlet et al., 1999; Horvath, 2000; Bardak, 2009). Слој тефре је идентификован на седам профила у дунавском басену на дужини од 250 km у Мађарској и Словачкој. Истраживањима на профилима у овим земљама је утврђен слој тамније жуте боје, крупнијег гранулометријског састава. Испитивања минеролошког и геохемијског састава овог слоја показала су да је највероватнији извор овог материјала вулкан Вулсини и Албини вулкани у области Лацио у Италији. Геохемијски састав, који је врло сличан са Вила Сени туфовима указује на могући период настанка овог слоја од пре 351 ky (Pouchlet et al., 1999; Horvath, 2000). Временске скале војвођанског леса показују добру корелацију са датумом могуће ерупције и таложења тефре. Наиме, на сва три временска модела утврђен је сличан временски оквир: 368 ky за HS2000, 369 ky за LL2002 и 374 ky година за ImDg84/94. Слој вулканског пепела није уочен у лесном хоризонту V L4 на профилима у Батајници која се налази нешто јужније од истраживаних секвенци које су коришћене за прављење синтетичког профила. Може се предпоставити да је Тителски брег,

тачније лесно-палеоземљишне секвенце у Мошорину јужна граница депозиције вулканског пепела (Marković et al., in press). Ови датуми указују на веродостојност предложених временских модела, али су неопходне и додатне геохемијске анализе слоја тефре како би се са сигурношћу довела у везу са ВAG тефром у Мађарској и јужној Словачкој.

И поред сличности у корелацији и трајању појединих топлих и хладних фаза када су формиран педокомплекси и наталожени лесни седименти, постоје и значајне разлике. Најзначајнија је, свакако, утврђена позиција Бринес-Матујама палеомагнетне границе. Палеомагнетна граница између Бринес нормалне епохе и Матујама реверсне епохе утврђена је у многобројним палеоклиматским архивима. На основу палеомагнетних мерења у 19 различитих маринских језгара Бринес Матујама је утврђена у хоризинту који одговара маринско изотопском стадијуму 19. Временски модел ових језгара створен корелацијом са астрономским параметрима смешта ову границу у старост од  $778.8 \text{ ky} \pm 2.5 \text{ ky}$  (Tauxe et al., 1996). Овај датум одговара старости добијеној датирањем вулканских стена од  $780 \text{ ky} \pm 10 \text{ ky}$  (Spell, McDougall, 1992). У лесно-палеоземљишним секвенцама Кинеског лесног платоа граница Бринес Матујама утврђена је у лесном хоризонту L8, који одговара маринско изотопском стадијуму 20 уместо у педокомплексу S7 који би био временски еквивалент маринско изотопском стадијуму 19 (Kukla and An, 1989; Zheng et al., 1992; Zhu et al., 1994; Spassov et al., 2003). Ово померање ка старијим слојевима објашњава се различитим хипотезама. Наиме, након депозиције лесне прашине честице се магнетишу након стабилизације и стварања микроструктура, такозваном лесификацијом. Ове промене дешавају се на одређеној дубини испод површине при одговарајућем потиску и влажности (Assallay et al., 1998). Ови процеси заједно са хемијским променама седимента могу одложити процес намагнетисања. Према прихваћеном концепту детритног реманентног магнетизма или пост депозиционог реманентног магнетизма, магнетизација се постепено „закључава“ (lock in) испод површинског слоја који је изложен различитим спољашним утицајима (Spassov et al., 2003). Будући да намагнетисање сваке појединачне честице има различите карактеристике, сваки магнетни скуп имаће различит lock in ефекат. Као резултат, lock in ефекта одлаже се аквизиција намагнетисања у односу на старост седимента (седименти старији од стварног датума палеомагнетне реверзије први добијају поменуто намагнетисање) (Zhou, Shackleton, 1999; Evans, Heller, 2001; Spassov et al., 2003; Tang et al., 2003; Liu et al., 2007; Liu et al., 2008; Jin, Liu, 2011).

Као објашњење овог померања граница магнетних реверзија понуђена су три механизма: 1) значајан утицај lock-in ефекта на пост депозициону реманентну магнетизацију (Zhou, Shackleton, 1999), 2) закаснела аквизиција хемијске реманентне магнетизације (Spassov

et al., 2003) и 3) погрешна интерпретација граница маринско изотопских стадијума на лесним профилима (Liu et al., 2008).

Истраживања на Кинеском лесном платоу су показала да су седименти након депозиције подложни различитим врстама намагнетисања, пост депозиционој реманентној намагнетисаности и хемијској реманентној намагнетисаности. Ове врсте намагнетисања јављају се на различитим дубинама. Такође, хемијска реманентна намагнетисаност, чија се аквизиција дешава на већим дубинама и након распадања минерала у процесу педогенезе, може да до одређене мере замаскира сигнал пост депозиционој реманентној намагнетисаности и тако доведе до померања Бринес-Матујама границе у дубину и самим тим доведе до њеног кашњења (Spassov et al., 2003).

На истраживаном профилу граница између Бринес нормалне епохе и Матујама реверзне палеомагнетне епохе утврђена је у лесном хоризонту V-L9 који је корелиран са маринско изотопским стадијумом 22. Датуми граница палеомагнетних реверзија приказани су у тебели 10. Може се уочити да датуми код сва три временска модела касне ~100 ky. Ово указује на значајно померање границе магнетне реверзије на самом профилу. На кинеским лесним секвенцама израчунато је значајно померање границе у дубину од 2 до 3 m (Zhou, Shackleton, 1999). Слична дубинска разлика од око 3 m утврђена је и на доњем делу истраживаног профила. Међутим и поред сличне дубинске разлике временско кашњење у војвођанском лесу је знатно.

Ниска стопа седиментације могла би да буде један од узрока оволиког померања Бринес-Матујама границе као и интензивни педогенетски процеси и биотурбације у педокомплексима V-S7 и V-S8 (Marković et al., 2011). За овако значајно временско и дубинско померање границе палеомагнетних реверзија могли би бити одговорни и различити типови намагнетисања. Педокомплекси V-S7 и V-S8 су прошли кроз снажан процес педогенезе о чему сведоче и високе вредности магнетног суцептибилитета, а фосилни коренски канали утврђени на терену указују на такође снажну биолошку активност. Може се претпоставити да седименти нису били у стању да, поред снажне биотурбације, забележе промене геомагнетног поларитета.

Табела 10. Упоредни приказ датума палеомагнетних реверзија утврђених на временским моделима војвођанског и кинеског леса

Границе магнетних реверзија	Временски модел војвођанског леса (старост је у ку)				Временски модели Кинеског леса (старост је у ку)			Cande, Kent, 1995
	<i>Marković et al., in press b</i>	HS2000	LL2002	<i>ImDg84 /94</i>	<i>Heslop et al. 2000</i>	<i>Sun et al., 2006</i>	<i>Ding et al., 2002</i>	
Бринес-Матујама	890	888	893	882	801	816	810	780
Јарамилљо		989.6	990.3	986.7	1037	992	1015	990
Разлика БМ	110	108	113	102	21	26	30	
Разлика Јарамилљо		-0.4	0.3	-3.3	47	2	25	

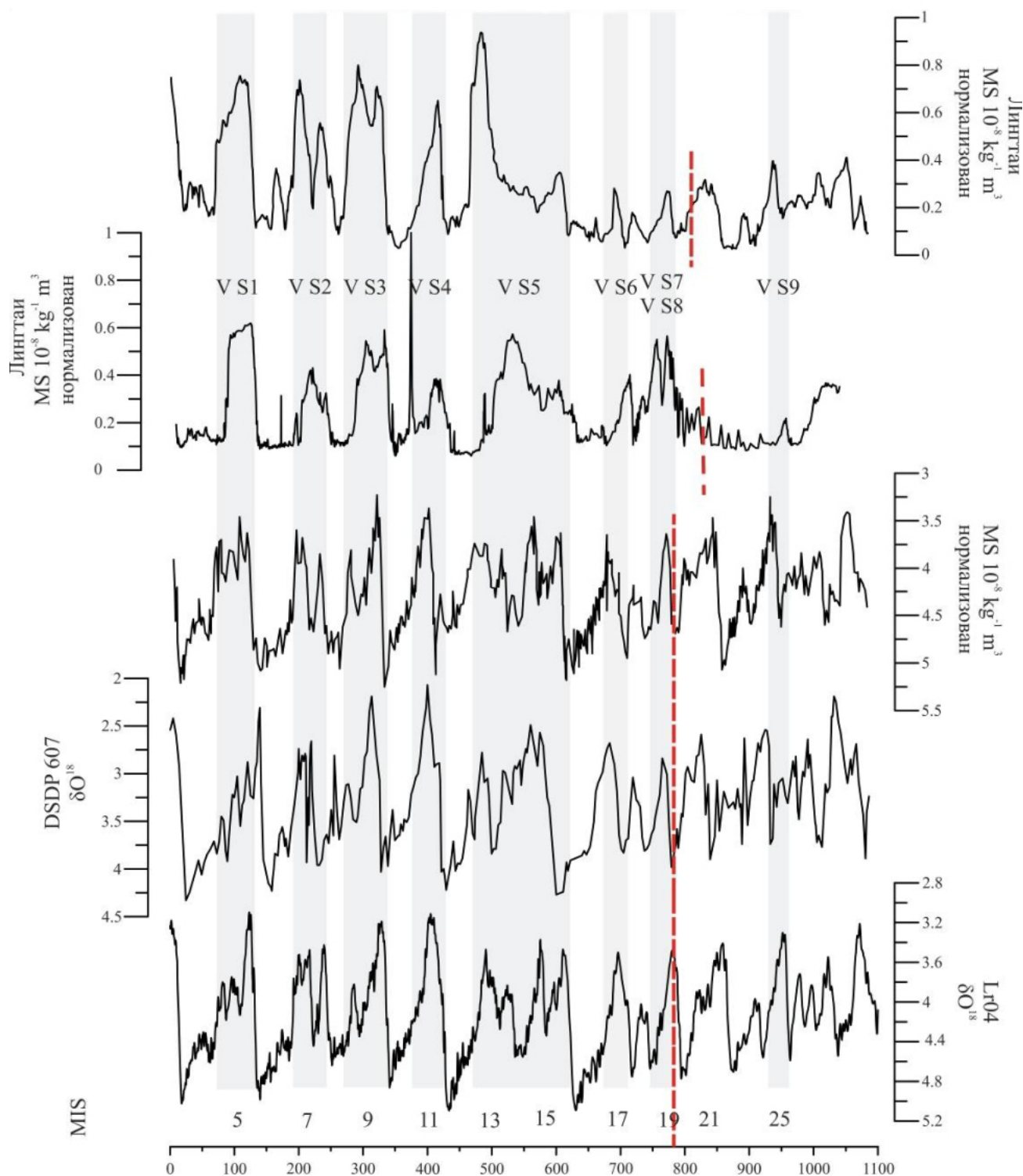
Са друге стране, истраживања на кинеским лесним профилима показују да честице након депозиције лакше и брже добијају пост депозициону реманентну намагнетисаност са порастом влажности (Zhao, Roberts, 2010). Количина воде на просторима депозиције лесних седимената имала је значајну улогу, јер је доприносила већој кохезији седимената, чиме се повећавала њихова отпорност ка дефлацији. Количина воде, у облику падавина, током глацијалних периода када је таложена лесна прашина није била велика, али је значајно доприносила заштити поменутих седимената. Ово би резултирало у знатно плићој односно мањој lock-in зони, јер би седименти на површини били компактнији и брже би задобили пост депозициону реманентну намагнетисаност (Jin, Liu, 2011, Zhao, Roberts, 2010). На основу претходно изнетих чињеница може се претпоставити да lock-in зона мора бити мања од 3 m. Ово потврђују и бројне краткотрајне геомагнетне екскурзије забележене у лесно-палеоземљишним секвенцама, пре свега у Кини (Zhu et al., 1999, 2000; Pan et al., 2002; Yang et al., 2008) али и у Европи (Hambach, 2006, 2007; Pilipenko et al., 2003). Наиме, геомагнетне екскурзије Моно Лејк (Mono Lake) и Лашамп (Laschamp) утврђене су у лесном хоризонту L1 и датиране су C<sup>14</sup> и луминесцентним методама на 24 ку и 47 ку (Zhu et al., 1999, 2000), што стоји у доброј корелацији са датумима за Моно Лејк од 24 ку до 32 ку и за Лашамп од пре 40 ку до 45 ку који су утврђени у дубокоморским седиментима (Langereis et al., 1997; Channell, 2006). Поред ових екскурзија утврђена је још једна Блејк (Blake event) у педокомплексу S1 која такође стоји у доброј корелацији са датумом утврђеним у дубокоморским седиментима (Yang et al., 2010).

Појава краткотрајних геомагнетних екскурзија није у сагласности са тако моћном lock-in ефектом, коме одговара временски период од око 30 ку. Наиме, ако је lock-in ефекат

одговоран за кашњење од око 30 ку, геомагнетне екскурзије, које имају истоветно трајање, не би могле бити записане у лесно-палеоземљишним секвенцама.

Корелација лесно-палеоземљишних секвенци са маринско изотопским стадијумима доведена је у питање. Наиме, истраживања су показала да након што се узме у обзир lock in ефекат Бринес-Матујама би требало да се налази на граници између L8/S8 у кинеском лесу, а на граници између маринско изотопских стадијума 18 и 19. Из тог разлога предложено је да се S8 корелира са маринско изотопским стадијумом 19 а не са 21 како је то раније чињено (Wang et al., 2006; Liu et al., 2008; Zhao, Roberts, 2010; Yang et al., 2010; Jin, Liu, 2011). Водећи се том идејом S7 би могао да се корелира са секундарним минимумом у маринско изотопском стадијуму 18 (Wang et al., 2006).

На слици 48. приказана је временска скала истраживаног профила, где је V S8 корелиран са маринско изотопским циклусом 19 и инсолационим циклусима *i*-73 и 75. Бринес-Матујама граница је сада померена на око 815 ку, што и даље представља знатно кашњење од око 35 ку. На профилу Виатово у северној Бугарској (Viatovo) Бринес-Матујама граница утврђена је у лесном хоризонту L7, одмах испод снажно развијеног педокомплекса S6 (Jordanova et al., 2008). Идентична ситуација је утврђена и на профилу Коритен, такође у Бугарској (Jordanova, Petersen, 1999). Позиција граница геомагнетне реверсије слична је као на истраживаном профилу у Војводини, испод развијеног педокомплекса и у горњем делу лесног хоризонта, док је у кинеском лесу утврђена у доњем делу, односно млађем L8. Сличности између профила, у Војводини и Бугарској, упућују на то да би разлог померања границе Бринес-Матујама можда требало тражити у регионалним оквирима. Наиме, ово упућује на закључак да су на простору овог дела Европе вероватно владали другачији услови који су довели до овако значајног кашњења аквизиције палеомагнетног сигнала.



Слика 48. Корелација истраживаог профила са дубкоморским језгрима ODP 677 (Shackelton, 1990), DSDP 607 (Raymo et al., 1989; Ruddiman et al., 1989; Berggren et al., 1995), LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) и профила Лушунан на Кинеском лесном платоу (Sun et al., 2006): црвена испрекидана линија показује Бринес-Матујама границу  
педокомплес V S8 корелиран је маринско изотопским стадијумом 19.



## 4.2 Палеоклиматске транзиције и трендови записану у лесу Војводине

Палеоклиматски запис на синтетичком профилу у Војводини може се посматрати као непроцењив при евалуацији и утврђивању палеоклиматских трендова и транзиција у Панонском басену.

Тренд палеоклиматских промена у последњих 2.8 милион година вођен је доминацијом одређених орбиталних параметара. У геолошким записима, пре свега дубокоморским седиментима, утврђена је доминација циклуса промена нагиба осе ротације са периодом од ~41 ку у период од пре 2.8 милиона година до ~900 ку. Од овог датума па до данас доминантан је циклус ексцентрицитета. Прелаз из такозваног 41 ку света у 100 ку свет означен је као средње плеистоцена транзиција (СПТ) (Mudelsee, Schulz, 1997). Милион година дуг палеоклиматски запис на истраживаном синтетичком профилу пружа увид у поменуто палеоклиматску транзицију. Доњи део профила, од V S9 до базалног педокомплекса, представља само мали део поменутог 41 ку света. Тренутак када је наступила СПТ је још увек предмет дебате, будући да постоје два тумачења. Прво, подразумева постепен прелаз у доминацији нагиба осе ротације на ексцентрицитет који је трајао од пре 1.5 милиона година до пре 600 ку. Други приступ претпоставља нагли прелаз из 41 ку света у 100 ку свет (Clark et al., 2006). Будући да је истраживани профил јединствен на европском копну омогућено је истраживање СПТ на копну. Ова чињеница је веома значајна јер се између палеоклиматских записа на копну и у океану јављају значајне разлике. Средње плеистоцена транзиција у дубокоморским седиментима је доста изучавана (e.g., Pisias, Moore, 1981; Prell, 1982; Ruddiman et al., 1989; Park, Maasch, 1993; Mudelsee, Schulz, 1997; Rutherford, D'Hondt, 2000). На копну, због дужине трајања и комплетности геолошких записа СПТ није детаљно истраживана.

Временски период од пре ~900 ку до пре ~700 ку претсравља последњу фазу СПТ. Крајем овог периода доминантан орбитални период постаје циклус ексцентрицитета. Управо са овим датумом подудар се и фаза снажног развоја ледених покривача у северном Атлантику, такође са сниженим површинским температурама морске воде и аридизацијом азијског и афричког копна (Clark et al., 2006, Almogi-Labin, 2010).

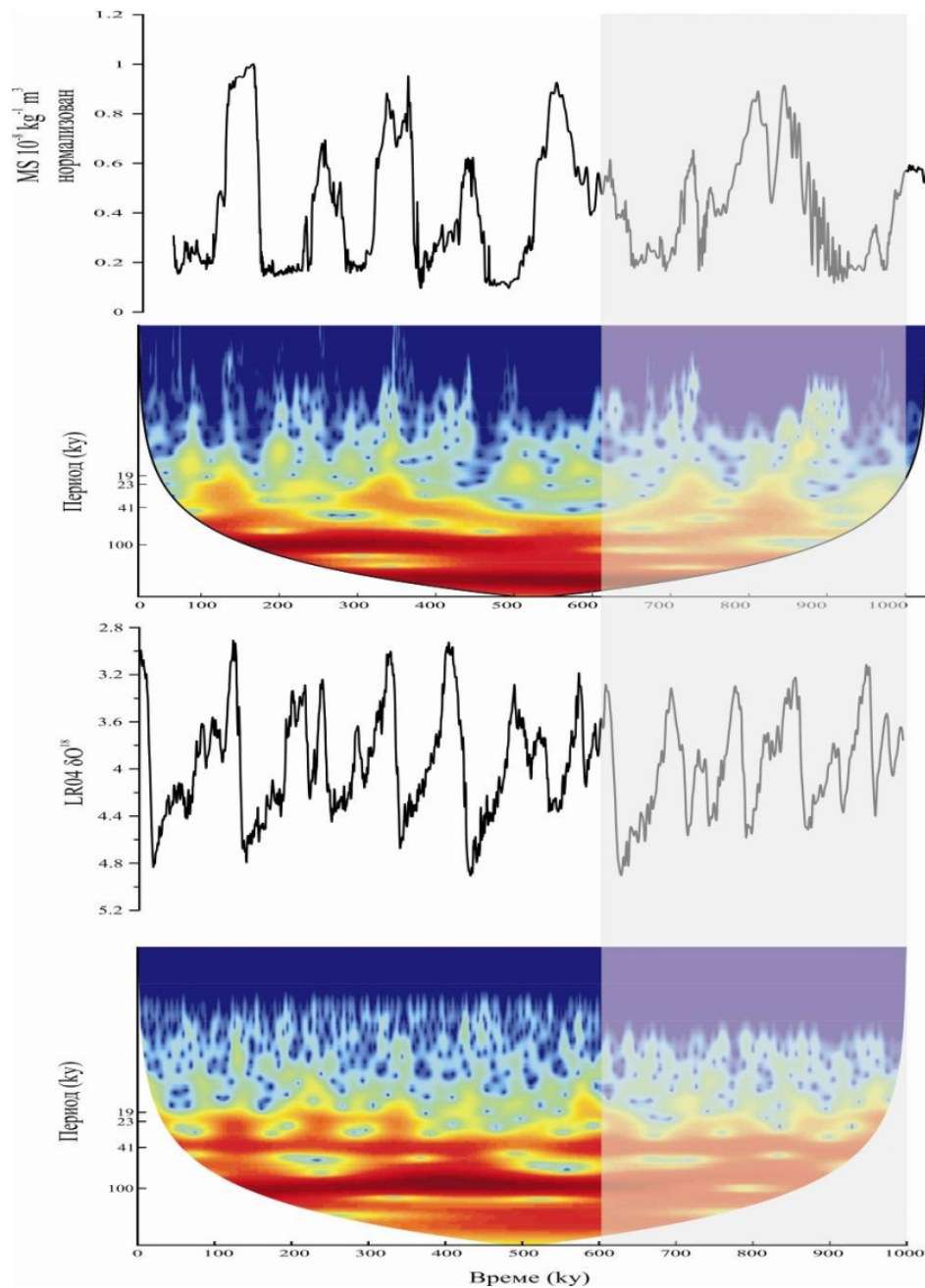
Постојање ове палеоклиматске транзиције у лесу у Војводини доказано је резултатима вејвлет анализе. Будући да су при формирању временске скале коришћена три метода, резултати вејвлет анализе се незнатно разликују, али на сваком је приметна ова палеоклиматска транзиција. Ова транзиција видљива је и у лесу у Кини (Heslop et al., 2002) и може се корелирати са дубокоморским седиментима. При проучавању ове транзиције узет је

временски модел ImDg84/94, јер се тај метод најчешће употребљавао при формирању временских скала кинеског леса.

Најсадржајнији запис СПТ је у дубокоморским седиментима, па је за идентификовање и поређење између терестричних и маринских архива изабрана скала од 57 дубокоморских језгара (LR04) (Lisiecki, Raymo, 2005). Последња фаза овог транзиционог периода поклапа се са маринско изотопским стадијумима 24 до 16. Маринско изотопски стадијум 22 и 24 корелирани су са лесним хоризонтом V L9, и представљају прво значајно захлађење током СПТ. Акумулација леса нарочито је интензивирана током овог периода о чему сведочи лесни хоризонт L9 на Кинеском Лесном Платоу, који се одликује већим учешћем крупније фракције у гранулометријском саставу. На истраживаном лесном профилу V L9 има већу моћност него остали старији лесни хоризонти, што такође може да укаже на појачан интензитет еолске акумулације током СПТ.

На слици 49. приказана је СПТ у дубокоморским седиментима LR04 и на истраживаном профилу у току последњих милион година. Приказани временски модел је ImDg84/94. Спроведена истраживања средње плеистоцене транзиције у дубокоморским седиментима LR04 указују на то да се њен почетак везује за 1.25 милиона година да би се потпуно завршила пре око 700 ку, што се може видети на слици 46. Потпуни прелаз на 100 ку циклус на истраживаном профилу видљив пре око 600 ку. Ови резултати стоје у сагласности са границом СПТ коју су претпоставили поједини истраживачи (Head, Gibbard, 2005). Слични резултати добијени су испитивањем кинеског леса (Heslop et al., 2002).

Развој великог леденог покривача на Северу Европе и у Атланском океану везује се за пре 900 ку, за маринско изотопске стадијум 22 и 24, о чему сведоче варијације  $\delta O^{18}$  у дубокоморским седиментима LR04. Временски еквивалент овим стадијумима је лесни хоризонт V L9 на истраживаном профилу и L9 на Кинеском Лесном Платоу. Гранулометријски састав кинеског леса упућује на закључак да је зимски монсун био нарочито снажан. За крај СПТ може се узети маринско изотопски стадијум 16, када су ледници на Северној хемисфери достигли свој максимум, у периоду ове палеоклиматске транзиције (Heslop et al., 2002). Палеоклиматски параметри на основу којих је могуће изучавање азијског монсуна указују да се температуре и снага ветра смањује, али да се такође смањује у знатној мери и количина падавина (Clark et al., 2006)



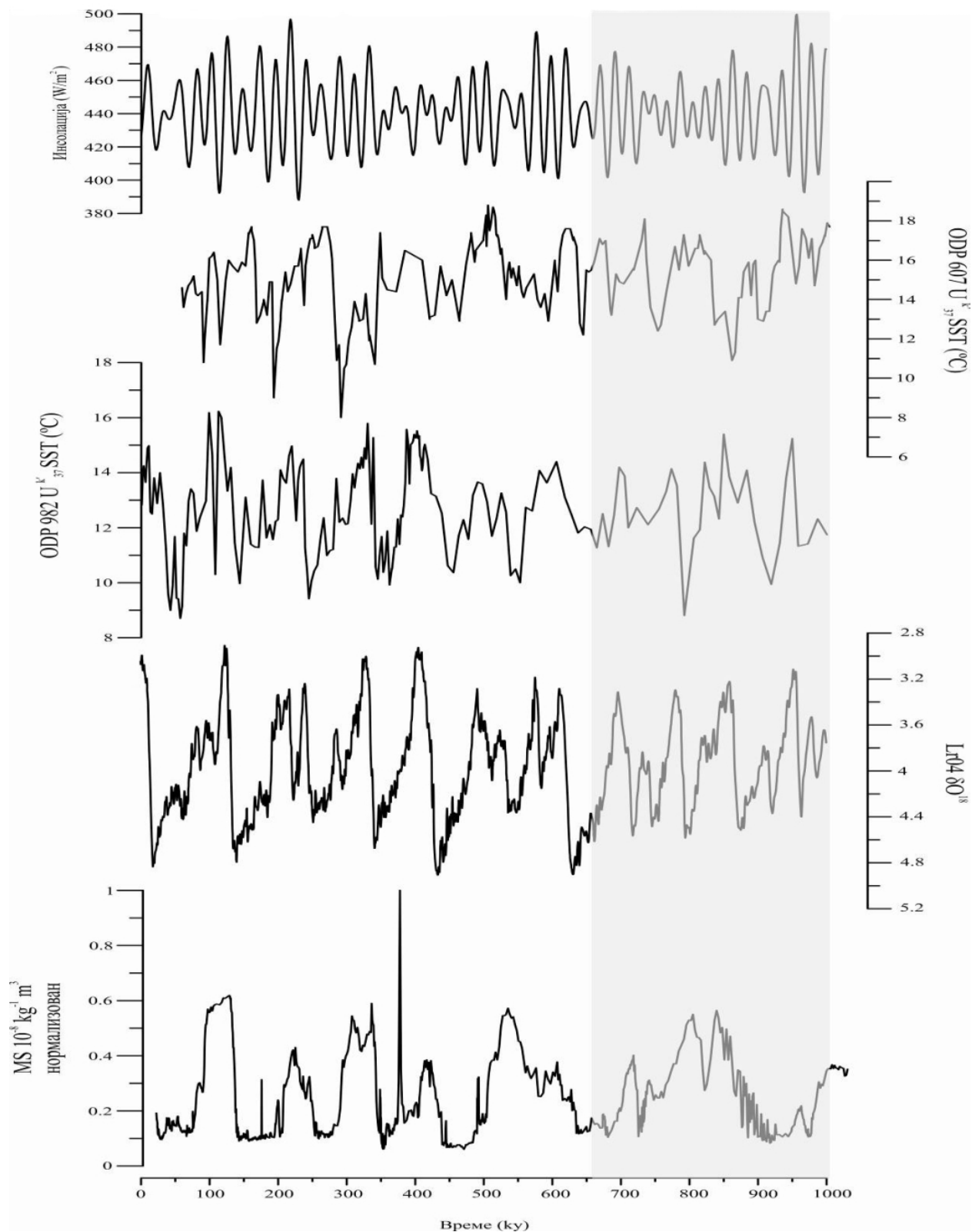
Слика 49. Упоредни приказ средње плеистоцене транзиције на истраживаном профилу (ImDg84/94) и дубокоморским седиментима LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005)

Процес аридизације евроазијског копна уочен је многим палеоклиматским архивима, пре свега у кинеском лесу. Поред тога истраживања лесних профила у Украјини, јужним деловима Русије и у централној Азији упућују на овакав палеоклиматски тренд. Тренд аридизације у југоисточној Европи потврђен је геохемијским анализама спроведеним на профилима Батајница и Стари Сланкамен у нашој земљи и Мирче Вода у Румунији за поледњих 700 ку. Иако поменути временски опсег представља сам крај СПТ, у доброј је сагласности са резултатима вејвлет анализе који показују да управо после 700 ку долази до

значајних промена. Наиме, микроморфолошки, палеоклиматски, палеопедолошки и геохемијски параметри указују на појачану аридизацију у средњем и доњем току Дунава током средњег и горњег плеистоцена (Marković et al., 2009; Buggle et al., 2010). Резултати ових анализа указују да су, током последњих 700 ку, током топлијих периода, постојали такви услови који су довели до стварања различитих типова земљишта. У самој основи истраживаног профила налазе се снажно рубификована земљишта, да би у горњим деловима почевши од V S4 полако прешла у степска земљишта (Marković et al., 2009).

Овакав тренд потврђују палинолошка истраживања спроведена у јужној Европи. Палеоклиматски тренд постаје видљив од маринско изотопског стадијума 16 када учешће појединих врста постаје веће. Ова појава забележена је у басену Тенаги Филипон у Грчкој (Tzedakis et al., 2006; Tzedakis 2005, 2007), Калабрији (Carrao et al., 2003) као и дубокоморским језгрима у Медитерану (Joannin et al., 2007).

Разлози настанка средње плеистоцене транзиције још увек су предмет дебате. Поставља се питање шта би могло да доведе до смене 41 ку са 100 ку циклусом, будући да није дошло до значајније промене у орбиталним параметрима Земље. Постоје бројне теорије које се могу сврстати у две основне групе. Првој групи припадају оне које сматрају да постоји нелинеарни одговор климатског система на стварање великог леденог покривача (Berger et al., 1999; Paillard, 1998; Raymo, 1997; Rial, 2004) док у другу групу спадају оне које сматрају да до транзиције долази унутар самог климатског система због велике моћности и нестабилности леденог покривача (Clark et al., 2006; Clark, Pollard, 1998) (Слика 50).



Слика 50. Инсолација (Berger, Loutre, 1991), варијације у температури површинске воде у дубокорским језгрима DSDP 607 (Lawrence et al., 2010), ODP 982 (Lawrence et al., 2010), варијације у  $\delta O^{18}$  (Lisiecki, Raymo, 2005) и синтетички профил ImDg84/94. (Облежени део представља средње плеистоцену транзицију)

Првој групи теорија припадају оне које сматрају да до захлађења и до повећања леденог покривача долаза због смањене количине CO<sub>2</sub> у атмосфери доводећи до хладнијих климатских прилика. Ледени покривач полако почиње да се развија, и у могућности је да опстане током периода смањене инсолације. Деглацијације се због тога јављају ређе, само током много изражених инсолацијских максимума. Ови процеси довели су до доминације 100 ку циклуса (Raymo, 1997; Rial, 2004).

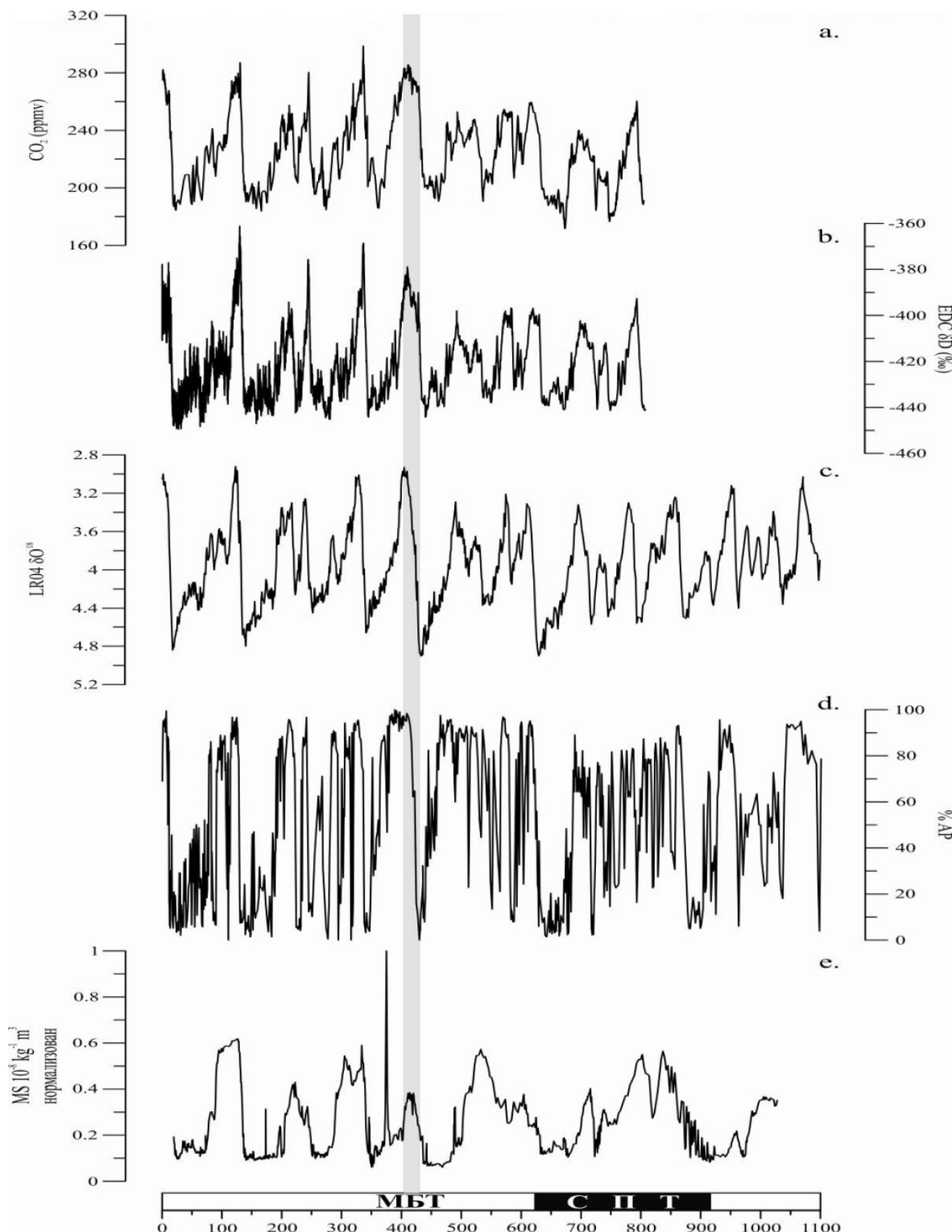
Супротно овој хипотези стоји такозвана „реголит теорија“. Према овој теорији глацијалном ерозијом однешен је растресити слој стенског материјала, чиме је због промене у подини дошло до промене у брзини померања леденог покривача (Clark, Pollard, 1998).

Међутим и поред бројних теорија, ни једна до сада није успела да у потпуности објасни све палеоклиматске промене које су се одиграле током ове палеоклиматске транзиције. Тренд аридизације који је уочен на истраживаним профилима у Србији и Румунији може се посматрати као последица средње плеистоцене транзиције, јер резултати ове студије недвосмислено показују њено присуство. Како се нису одиграле значајније промене у орбиталним параметрима наше планете узроке овом тренду треба тражити унутар самог климатског система. Као један од могућих узрока аридизације Евроазијског копна наводи се и издизање Тибетанског платоа и Хималаја (Buggle et al., 2010), мада у будућим истраживањима не треба у потпуности искључити и остале факторе, као што су снижене температуре морске воде, велики ледени покривач у Атланском океану који је довео до промена у термохалинској циркулацији. На слици 45. приказане су промене орбиталних параметара, варијације у температури површинске воде у дубокорским језгрима DSDP 607 (Lawrence et al., 2010), ODP 982 (Lawrence et al., 2010), варијације у  $\delta O^{18}$  (Lisiecki, Raymo, 2005) и синтетички профил ImDg84/94. Иако је само последњи део транзиције уочљив у резултатима може се видети да изразитим максимумима у резултатима магнетног суспендибилитета одговарају више температуре морске воде израчунате за северни део Атланског океана, што би се могло довести у везу са повећаном количином влаге у атмосфери током интерглацијала. Међутим, резултати палеоклиматских модела показали су да је комбиновани утицај ледених покривача, смањена количина CO<sub>2</sub> као и инсолација могао довести до смањене количине падавина која се излучи током летњих монсуна у Азији (Kutzbach et al., 1998; Braconnot et al., 2000; Kitoh et al., 2001; Yanase and Abe-Ouchi, 2007). Иако је монсунски климатски систем различит од оног који влада у овом делу Европе може се претпоставити да би поменути фактори, такође, могли утицати на количину падавина.

Поред поменуте средње плеистоцене транзиције, у току последњих 500 ку, догодила се још једна палеоклиматска промена названа Мид Бринес транзиција. Ова палеоклиматска

транзиција везује се за маринско изотопски стадијум 13, и довела је до повећаног отопљавања током интергласијалних периода. У дубокоморским језгрима као и у леденим језгрима са Антарктика (EPICA, 2004) исказује се као велика разлика у амплитуди између гласијалних и интергласијалних периода (Clark et al., 2010). Истраживања на Антарктику показала су да интергласијали у периоду од пре 800 до пре 450 ку имају мање изражене максимуме док су каснији интергласијали били топлији. У масивном леденом језгру названом Dome C на Антарктику утврђене ниске концентрације  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  подударале су се са хладнијим интергласијалним периодима (EPICA, 2004; Jouzel et al., 2007) док су више утврђене за млађе маринско изотопске стадијуме од 11 до 5.

Иако је ова палеоклиматска транзиција јсно уочљива у маринским седиментима и леденим језгрима, њено постојање у терестричним палеоклиматским архивима још увек није у потпуности схваћено (Слика 51). На истраживаном синтетичком профилу нису видљиве значајније варијације у амплитудама магнетног сусцептибилитета током гласијалних и интергласијалних периода. Ово може бити последица самог палеоклиматског параметра који на то да су се на овом простору одиграле палеоклиматске и палеоеколошке промене али не може да директно укаже колике су температуре или количина падавина биле доминантне током истраживаног периода. Геохемијски и палеопедолошки параметри указују на промену палеоклиматских прилика после маринско изотопског стадијума 13-15. Наиме, палеоземљишта V S4, V S3, V S2, V S1 показују изразито степске карактеристике, док су старији педокомплекси снажније рубификовани и имају ознаке шумских и шумско степских земљишта (Marković et al., 2011). Овај прелаз могао би указивати на поменути Мид Бринес транзицију, али такође стоји у супротности са резултатима добијеним истраживањем дубокоморских и ледених језгара будући да они указују на постојање топлијих интергласијалних периода. Амплитуде абореалних поленових зрна између гласијалних и интергласијалних периода није утврђена ни у Тенаги Филипону (Tzedakis et al., 2006).



Слика 51. Мид Бринес палеоклиматска транзиција у палеоклиматским архивима а)  $\text{CO}_2$  у леденом језгру са Антарктика (EPICA community members, 2004), б) варијације деутеријума у леденом језгру са Антарктика (Jouzel et al., 2007) в) варијације  $\delta\text{O}^{18}$  (Lisiecki, Raymo, 2005) д) % абореалног полена, Тенаги Филипон (Tzedakis et al., 2006) е) истраживани синтетички профил ImDg84/94



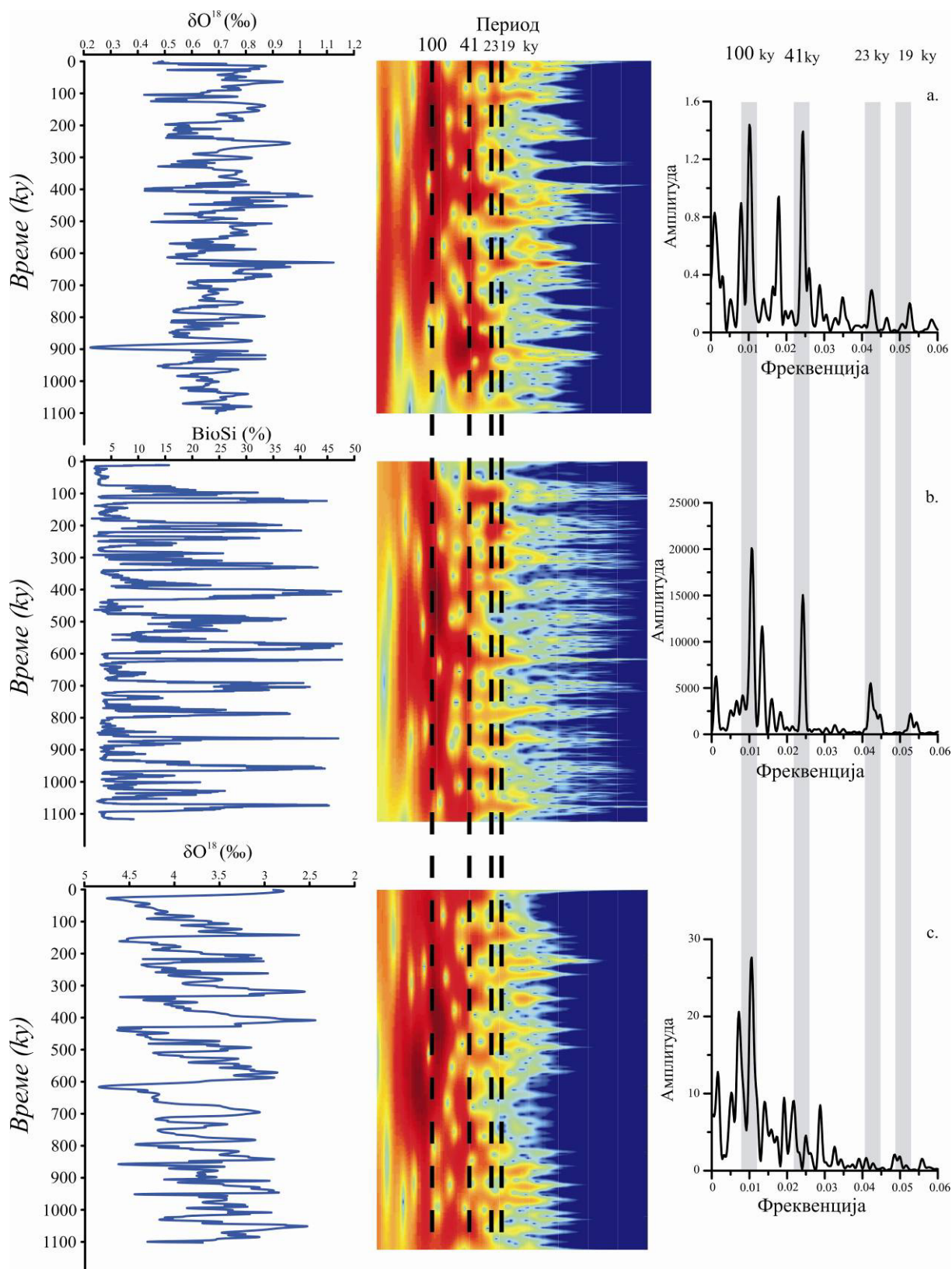
Међутим уколико се поближе погледа учешће појединих врста као што су *Quercus*, *Carpinus* може се видети да у интерглацијалима након маринско изотопског стадијума 16 повећано у односу на старије периоде. Овакви резултати стоје у доброј корелацији са истраживаним синтетичким профилем и осталим профилима у Војводини (Marković et al., 2009).

Да би се потврдило постојање Мид Бринес палеоклиматске транзиције на лесно-палеоземљишним секвенцама у Војводини, неопходно, је поред постојећих палеоклиматских параметара, спровести детаљна палеоклиматска истраживања која би била фокусирана на поменуте периоде. Поред тога, веома значајна би била и истраживања сличних профила у региону, пре свега оних лесних профила чија би старост покривала Мид Бринес палеоклиматску транзицију. На тај начин могао би се извући закључак о природи палеоклиматског тренда забележеног на истраживаном профилу.

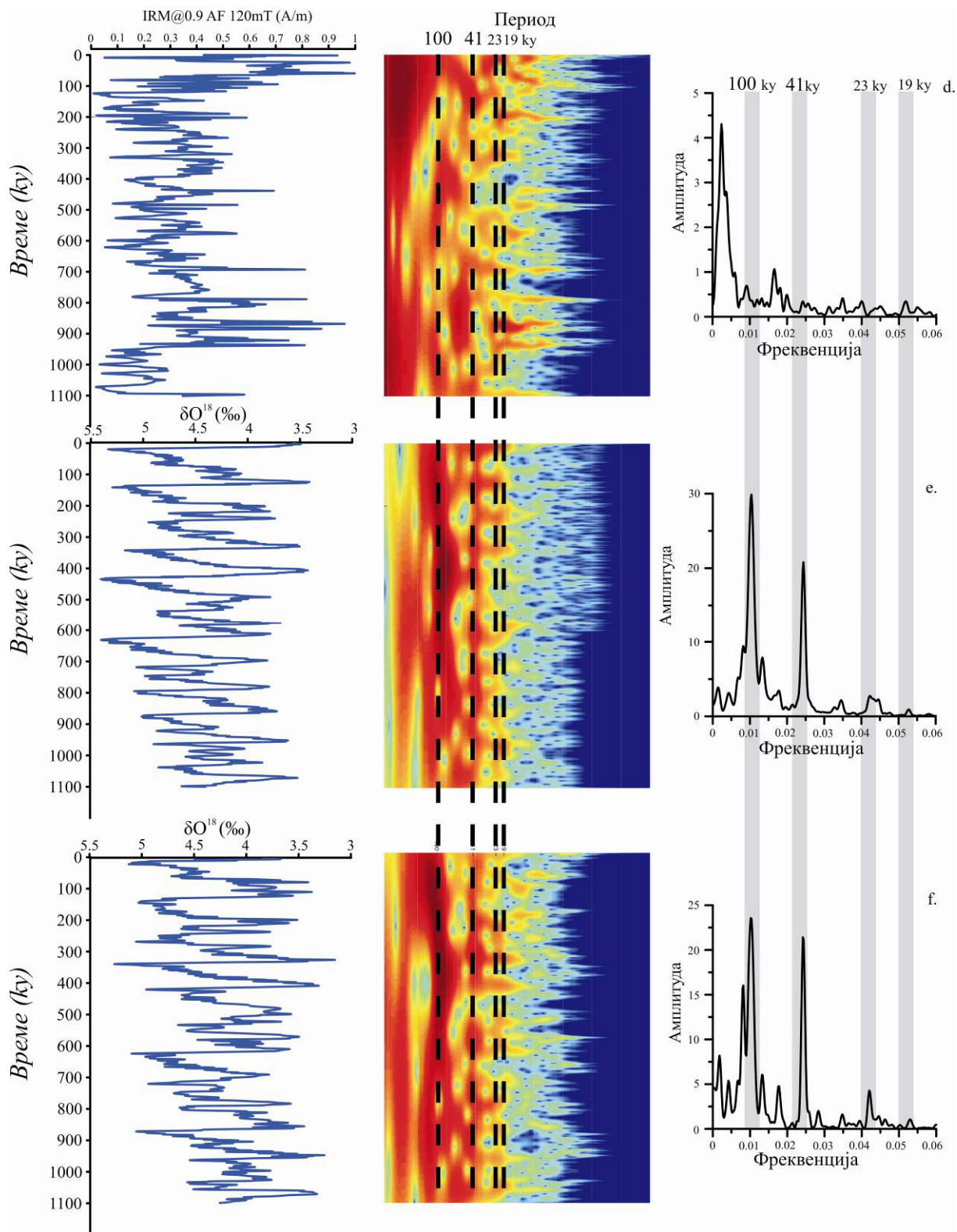
### 4.3 Миланковићеви циклуси у лесу – орбитални темпо

Комплетност истраживаног синтетичког профила као палеоклиматског архива пружа могућност испитивања орбиталних утицаја на климатске прилике овог дела Европе. Клима Панонског басена веома је комплексна. Наиме, простор се налази између различитих климатских утицаја који долазе са Медитерана, Атланског океана и огромног континенталног простора Источне Европе. Имајући у виду да прецесија и нагиб осе ротације утичу на климу на различитим географским ширинама, а да је истраживани простор управо под директним или индиректним утицајима различитих географских области, резултати спектралне анализе поређени су са резултатима спектралне анализе различитих палеоклиматских параметара. Ови резултати омогућиће боље увид у то који су то палеоклиматски утицаји могли доминирати над овим делом Европе.

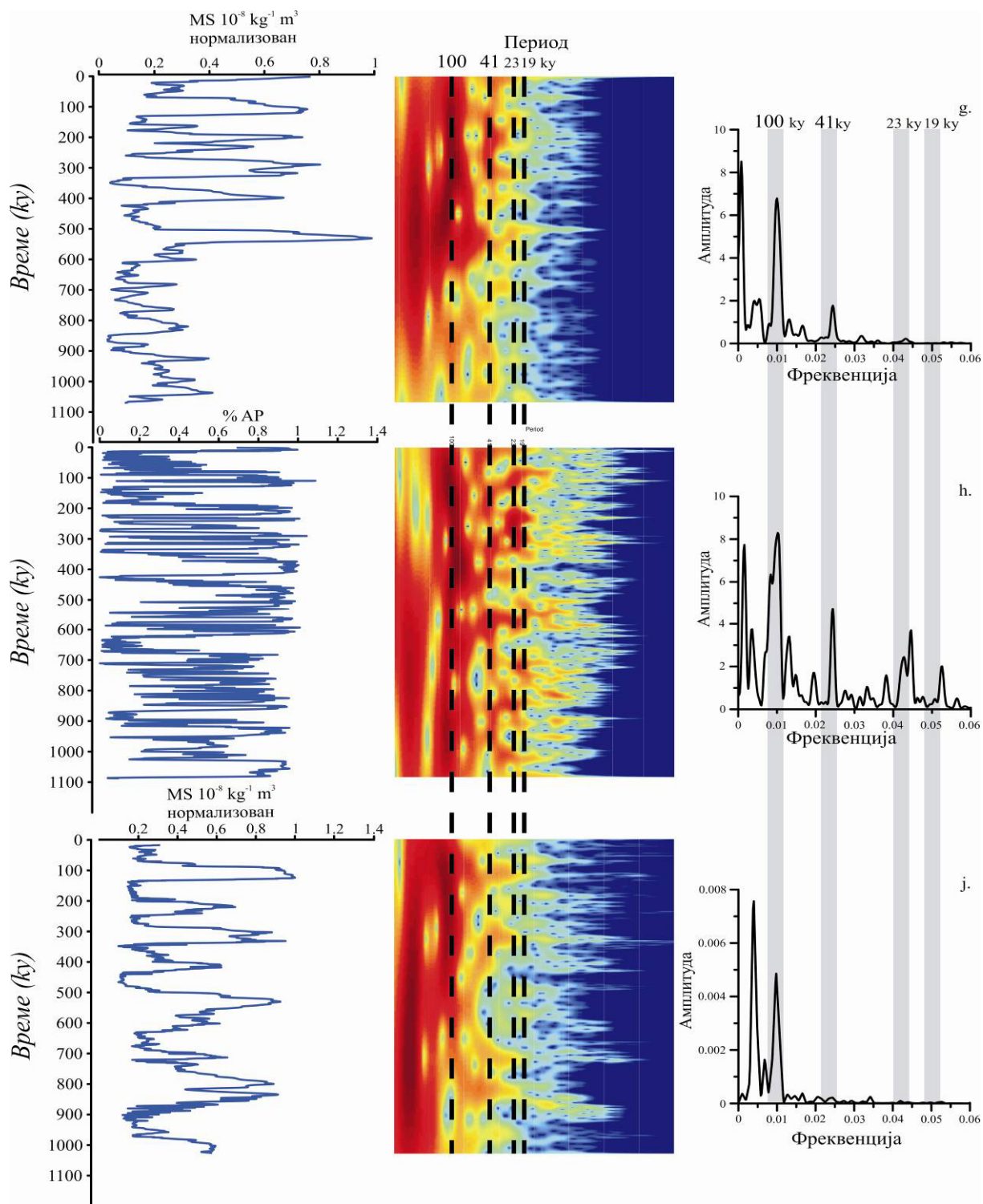
Истраживања различитих палеоклиматских архива који захватају читав плеистоцен показују да је до СПТ доминантан 41 ку циклус, што претставља линеаран одговор климатског система на промене орбиталних параметара наше планете. Међутим, након СПТ доминантан постаје циклус ексцентрицитета, иако није дошло до значајнијих промена у варијацији орбиталних параметара.



Слика 52. Спектрална и вејвлет анализа различитих палеоклиматских архива: а) Raymo et al., 2004; б) Prokopenko et al., 2006; в) Raymo et al., 2004.



Слика 52. Спектрална и вејлет анализа различитих палеоклиматских архива: d) Larrasoña et al., 2003; e) Lisiecki, Raymo, 2005; f) Shackleton et al., 1990.



Слика 52. Спектрална и вејвлет анализа различитих палеоклиматских архива: g) Sun et al., 2006 h) Tzedakis et al., 2006; j) ImDg84/94

На слици 52. су приказани резултати спектрале и вејвлет анализе различитих палеоклиматских архива из различитих географских области. Може се приметити да је 100 ку у скоро свим записима доминантан. На истраживаном профилу, на сва три временска модела уочено је снажно присуство 100 ку циклуса, што је у сагласности са напред изнесеном чињеницом. Присуство других фреквенција, нагиба осе ротације и прецесије, је врло слабо и веома је слично фреквенцијама утврђеним у лесним седиментима у Кини (Слика 52g). Поред тога, доминација 100 ку циклуса видљива је у варијацијама  $\delta O^{18}$  (Слика 52a, c, f, e), које осликавају промене у запремини леда током глацијалних и интерглацијалних периода.

Утицај великог леденог покривача на климатски систем у целини је врло велики и комплексан. Велики ледени покривач ствара највеће аномалије код албеда и код односа примљеног сунчевог зрачења и израчивања. Такође, представља велики извор свеже воде на нашој планети. Постојање великог леденог покривача у северној Европи и Атланском океану утицали су, не само на промене у термохалинској циркулацији светског мора, него и на атмосферска струјања. Употребом климатских модела утврђено је неколико сценарија по којима би велики ледени покривач на северној хемисфери могао да утиче на атмосферска струјања. Један од њих указује на јужно померање зимских ваздушних струја, као и стварање великих антициклона изнад самог леда. Ови процеси имали би утицај и снижавање температуре океанске воде и ширење леда (Clark et al., 1999).

Како је поменути 100 ку циклус снажан у варијацијама  $\delta O^{18}$ , а промене ексцентрицитета не доводе до значајнијих промена у инсолација, то се претпоставља да варијације у запремини леда представљају нелинеаран одговор на промене орбиталних параметара. Захваљујући својој маси ледени покривач кроз свој утицај на климатски систем доводи до тога да 100 ку циклус постаје доминантан (Clark et al., 1999)

Доминантност циклуса ниске фреквенције у кинеском лесу објашњена је на сличан начин (Liu et al., 1999, Lu et al., 2004). Несумњиво, утицај великог леденог покривача на северној хемисфери морао је имати значајан утицај на атмосферску циркулацију и палеоклиматске флукуације у овом делу Европе. Међутим, тај утицај је могао бити више посредан него директан, будући да се утицај Атланског океана морао постепено смањивати идући на исток. Тај утицај могао би бити умањен и самим положајем Панонског басена. Посредан утицај ове велике ледене масе био би пре свега у померању ваздушних фронта током глацијалних и интерглацијалних периода ако и стварању антициклона који би могли утицати на регионални систем ветрова.

Поред климатског утицаја Атланског океана, простор Панонског басена је подложен утицајима који долазе са Медитерана. Клима Медитерана, њена еволуција проучавана је на основу дубокоморских седимената. Анализа временских серија показује доминације одређених орбиталних параметара у различитим временским периодима. Тако у периоду до 2.8 милиона година доминантан је 23 ку циклус прецесије, да би потом у периоду до пре милион година преовладавао 41 ку циклус промене нагиба земљине осе ротације. У току последњих милион година спектрална анализа показује доминацију 100 ку циклуса ексцентрицитета (Tzedakis, 2007). Поменути циклуси стоје у доброј корелацији са циклусима утврђеним у дубокоморским седиментима из Атланског и Тихог океана (Lisiecki, Raymo, 2005). На слици 52d. приказане су варијације хематитом богате праšине из медитеранског језгра ODP 967 (Larrasoaña et al., 2003). Истраживања еолске праšине у језгрима у Средоземном мору, као и резултати спектралне анализе, могу се упоредити са резултатима на истраживаном профилу. Разлог за ово поређење је једна од теорија порекла еолске праšине у Европи. Наиме, као извори еолске праšине у Европи и Панонском басену наводе се материјал који је настао деловањем алпског односно еуроазијског леденог покривача (Smalley, Leach, 1978), материјал транспортован великим рекама (Smalley et al., 2009, Buggle et al., 2009) и фина прашина ношена ветром из Сахаре. У прилог последњој теорији иду и резултати дубокоморског језгра ODP 967. Доминантна фреквенција у овом палеоклиматском запису је 416 ку што претставља дужи циклус ексцентрицитета. Такође је видљив и 100 ку али његова амплитуда је неупоредиво мања у односу на амплитуду забележену на истраживаном профилу.

Још један палеоклиматски запис из медитеранске области представљен је варијацијама у абореалном полену у басену Тенаи Филипона (Слика 52h). Резултати спектралне и вејвлет анализе показују доминантност нискофреквенцијских циклуса али и знатно веће учешће циклуса промене нагиба осе ротације и прецесије. Истражујући орбиталне утицаје на климу северне Африке и Медитерана утврђено је да је утицај прецесије био веома изражен и током средњег и горњег плеистоцена (de Menocal, 2004). Поред тога утицај промене нагиба осе ротације веома је снажан и након СПТ што се може уочити на слици 51h. Истраживања у дубокоморским језгрима из Медитерана (Lourens et al., 1996, 2001; Larrasoaña et al., 2003) претпостављају постојање 41 ку циклуса који се јавља независно од глацијално-интергалцијалних варијације, него настаје као последица смене влажних и сувих циклуса (Tuenter et al., 2003).

Утицај медитеранске климе на Панонски басен током последњих милион година веома је комплексан, будући да на саму климу Медитерана, као што је унапред споменуто,

нису само утицали орбитални параметри. Разлике у доминантности и изражености појединих орбиталних фреквенција може се тражити у географском положају датих области. Према астрономској теорији клима прецесиони параметар има већи утица на мањим географским ширина, а поред тога на климу Медитерана су утицали и неорбитални параметри. Наведене чињенице могле су у одређеној мери да доведу до поменутих разлика.

Утицај велике континенталне масе на истоку Европе такође је утицао на палеоклиматске варијације на истраживаном подручју. Као референтни палеоклиматски запис узете су варијације у биолошком силицијуму у Бајкалском језеру (Слика 52b) (Prokopenko et al., 2006). Резултати показују снажан утицај циклуса ниске фреквенције, али и промена нагиба осе ротације исказују сличну амплитуду. За разлику од овог палеоклиматског записа на истраживаном профилу присуство 41 ку је незнатно. Разлог за то би могла бити географска ширина на којој се налазе истраживане области. Будући да се истраживано језро у Бајкалском језеру налази између 53° и 54° северне географске ширине, може се претпоставити да су промене нагиба осе ротације биле веома утицајне. И поред овог утицаја као и у осталим палеоклиматским записима 100 ку је најизраженији, осликавајући тако глобални тренд.

У флувијалним седиментима у источном делу Панонског басена утврђено је постојање сличних палеоклиматских циклуса као и на истраживаном синтетичком профилу. Секвенца флувијалних седимената захвата период до пре 2.6 милиона година. Иако циклуси нису потврђени спектралном анализом, него нешто другачијим методама, добијени резултати подударају се са резултатима лесно-палеоземљишне секвенце. Доминантан период у току Бринес епохе нормалног поларитета је 100 ку, док се период од пре 800 ку и милион година изражава као СПТ (Nádor et al., 2003).

Подударност резултата спектралне и вејвлет анализе на истраживаном профилу и флувијалних седимената у Мађарској веома је значајна при проучавању палеоклиматских промена и орбиталних утицаја. Наиме, гохемијске анализе леса у Војводини упућују на закључак да је он пореклом од флувијалног материјала, које су реке носиле са Алпа и Карпата и који је разношен и наталожен ветром (Buggle et al., 2008, Újvári et al., 2008, 2010).

Постојање циклуса које претпоставља и Миланковићева астрономска теорија климатских промена неспорно је на истраживаном профилу. Оно што је веома интригантно је постојање циклуса који се не подударују са циклусима ексцентрицитета, нагиба осе ротације и климатске прецесије. Међу њима највећу пажњу привлачи циклус са најснажнијом амплитудом од око 250 ку. Сличан, али много мање изражен период (230 ку) може се видети у резултатима спектралне анализе биолошког силицијума из Бајкалског

језера (Слика 52b), варијацијама  $\delta O^{18}$  из медитеранског језгра ODP 967 (277 ку) (Слика 52d), варијацијама  $\delta O^{18}$  LR04 (227 ку) (Слика 52e), варијацијама  $\delta O^{18}$  у дубокоморком језгру ODP 677 (238 ку) (Слика 52f) и у лесним седиментима у Кини (238) (Слика 52g).

Остали утврђени периоди на временским моделима стоје у доброј корелацији са периодима у табелама 2,3 и 4.

Сличности између приказаних резултата спектралних анализа моринских и копнених палеоклиматских архива указују на постојање глобалног орбиталног утицаја на палеоклиматске прилике. Резултати вејвлет анализе указују на чињеницу да се глобална палеоклиматска транзиција, изражена као прелаз са 41 ку на 100 ку циклус, одиграла скоро синхроно на читавој планети. Разлоге за ову појаву требало би тражити у читавом климатском систему. Мид Бринес палеоклиматска транзиција на истраживаном профилу није идентична са оним утврђеним у другим глобалним архивима као што су дубокоморски седименти или варијације деутеријума у леду.

Разлике између резултата спектралне анализе и вејвлет анализе могу да буду последица неких локалних или регионалних фактора, али такође и начина конструисања временске серије. За сва три временска модела војвођанског леса формирана применом различитих метода утврђене су разлике у резултатима спектралне и вејвлет анализе. Те разлике најочљивије су код периода већих фреквенција, нагиба осе ротације и прецесије. Проблеми такозваног тунирања палеоклиматских записа према варијацијама орбиталних параметара претпостављају доношење одређених одлука самог истраживача и утврђивање контролних тачака. Овакав приступ може бити веома субјективан и одлуке које се доносе могу бити различите од истраживача до истраживача. Такође, избор циљне временске серије према којој ће се вршити тунирање може допринети постојању разлика између тако добијених временских серија.

Иако је Миланковићева теорија која описује разлоге настанка глацијалних и интерглацијалних периода опште прихваћена, постоје проблеми који још увек нису решени. Међу њима свакако и доминација 100 ку циклуса у геолошким записима, док је његов утицај на инсолацију минималан. Други значајан проблем је везан за моринско изотопски стадијум 11 када су варијације у количини сунчеве топлоте минималне, а у дубокоморским седиментима, леденим језгрима и кинеском лесу овај интерглацијални период има веома велику амплитуду.



И поред поменутих проблема Миланковићеве теорије, она и даље остаје водиља у решавању тајне палеоклиматских и палеоеколошких флукуација. Миланковићева астрономска теорија климе проширена је и на старије геолошке периоде, чиме је још више потврђена генијалност и успешност ове палеоклиматске теорије.

## 5. ЗАКЉУЧАК

Од пионирског подухвата Хејса, Имбија и Шеклтона, који су показали постојање Миланковићевих циклуса у геолошким записима, започела је лавина идентификовања и анализирања Миланковићевих циклуса. Ови резултати су након, више од педесет година како је Миланковић послао своје криве Кепену и Вегенеру, доказ да је кретање Земље дуж њене орбите око Сунца изазивало ледена доба. Истраживања су настављена у радовима бројних научника међу којима је Андре Берже. Његови резултати су омогућили најтачнији увид у дугорочне промене орбиталних параметара наше планете који се могу користити за изучавање климатских промена у последњих милион година. Запањујућа је чињеница да се ови резултати, захваљујући њиховој тачности и квалитету, користе у науци у последњих 30 година.

Након потврде постојања Миланковићевих циклуса у дубокоморским седиментима, потврда његове теорије дошла је и изучавањем осталих геолошких записа на копну. Међу најзначајним копненим архивима свакако је лес. Лесни седименти таложени су током хладнијих периода плеистоцена, док су педокомплекси формираны током интергласацијала. Ова циклична смена леса и палеоземљишта пружа увид у палеоклиматске и палеоеколошке флукуације током плеистоцена.

У Војводини, више од 60% њене територије прекривено је лесом и лесу сличним седиментима. Лес се у Војводини акумулирао на платоима, у условима сличним оним који су владали на Кинеском Лесном Платоу. Управо због тога су лесно-палеоземљишне секвенце у Војводини најкомплетније и најдетаљније.

Лесно-палеоземљишне секвенце у Војводини одликују се високим стопама седиментације, што омогућава детаљније сагледавање палеоклиматских флукуација. Значај ових лесно-палеоземљишних секвенци је у томе што чувају тајну ледених доба. Наиме, на основу различитих палеопедолошких, седиментолошких, геохемијских и многих других параметара могуће је реконструисати палеоклиматске и палеоеколошке услове у време депозиције леса.

Недавна истраживања потврдила су да је старост лесно-палеоземљишних секвенци у Војводини милион година. Ова чињеница показује колики значај оне имају, не само у регионалним, него и континенталним и глобалним оквирима, будући да су средње плеистоцене насlage у Европи ретке.

Захваљујући овим доказима конструисани су временски модели Војвођанског леса употребом три различите методе, за синтетички профил настао корелацијом између најзначајних секвенци на Тителском брегу и секвенце Чот у Старом Сланкамену. Изабране методе представљају најчешће коришћене методе при стварању временских скала. При конструкцији временских скала, као циљна крива коришћена је инсолација у јуну на 65° северне географске ширине. Све три методе показале су веома сличне резулате, слична времена настанка педокомплекса и депозиције леса, при чему ова времена стоје у сагласности са временским моделима кинеског леса.

Временске скале конструисане за истраживани синтетички профил показују значајно кашњење Бринес Матујама границе, што представља још једну особеност Војвођанског леса. Поред тога, стратиграфски положај ове границе у поређењу са Кинеским лесом је различит. Међутим уочене су сличности између профила у Војводини и профила Коритен у Бугарској. Ове разлике и сличности упућују на то да би разлог померања границе Бринес-Матујама можда требало тражити у регионалним оквирима. Наиме, ово указује на закључак да су на простору овог дела Европе вероватно владали другачији услови који су довели до овако значајног кашњења аквизиције палеомагнетног сигнала.

На три временске скале синтетичког профила примењене су спектрална (Брза Фуријеова трансформација) и вејвлет анализа. Резултати добијени на тај начин показују да глобални палеоклиматски тренд у виду средње плеистоцене транзиције постоји у лесу, показујући тако колики је значај лесних седимената у Војводини за проучавање палеоклиматских и палеоеколошких трендова и транзиција на Евроазијском копну.

Миланковићеви циклуси, присутни на истраживаном лесном профилу исказани су доминацијом циклуса ексцентрицитета, док су циклуси прецесије и нагиба осе ротације веома слаби. Оваква ситуација забележена је у многим палеоклиматским архивима, упућује на већ поменути чињеницу да глобални палеоклиматски тренд у лесним секвенцама у Војводини постоји. Међутим, највећу амплитуду има циклус од 250 ку, који је такође видљив на другим геолошким записима али са много мањом амплитудом. Неопходна су додатна, детаљна истраживања да би се утврдило порекло овог периода.

Резултати спектралне и вејвлет анализе показују мање разлике за сваку временску скалу војвођанског леса формирану различитим методом. Ова чињеница показује да у зависности од примењене методе резултати спектралне и вејвлет анализе могу да покажу другачије периоде. Коришћене методе подразумевају употребу контролних тачака које истраживач сам мора да претпостави. Како су ове претпоставке ослоњене на искуство, знање и интуицију истраживача, ове методе могу да буду јако субјективне. У будућим

истраживањима треба тежити примени метода које не дозвољавају употребу контролних тачака, чиме би се евентуалне грешке при конструисању временске скале отклониле или свеле на минимум.

Употреба Брзе Фуријеове трансформације и вејвлет анализе показало се као веома делотворно при идентификовању и анализирању Миланковићевих циклуса. Међутим, у даљим радовима треба тежити примени других облика спектралне анализе које би можда могле да детаљније прикажу циклусе.

Наведени резултати показују да лесно-палеоземљишне секвенце у Војводини представљају веома значајан палеоклиматски архив, не само на регионалном, него и на континенталном новоу. Присуство палеоклиматских трендова и транзиција у лесу указују да постоји могућност детаљних истраживања истих у континенталним записима, јер познато је да постоје разлике између океанских и терестричких палеоклиматских архива. Заједно са изучавањем централно азијског и кинеског леса, лесни профили у Војводини омогућавају интраконтинентално изучавање палеоклиматских и палеоеколошких трендова и транзиција и њихово поређење са дубокоморским седиментима. Резултати оваквих истраживања довела би до бољег схватања разлика између копнених и океанских архива.

Потврда Миланковићевих циклуса у Војводини веома је значајна, јер не само да пружа увид у орбиталне утицаје на палеоклиматске прилике у Панонском басену, него омогућава истраживање утицаја палеоклиматских фактора ко што су велики ледени покривач и близина Медитерана. Како ова студија представља прво идентификовање, анализирање и корелацију Миланковићевих циклуса у лесу у Војводини, потребна су додатна истраживања како би се боље разумели сви орбитални палеоклиматски утицаји и њихова модулација од стране регионалних и континенталних фактора.

---

## 5. ЛИТЕРАТУРА

- Александровић, Д., 1954. Прилог проучавању леса и песка у Пожаревачком Подунављу. Земљиште и биљка, год. III, 1-3, 185-196.
- Александровић, Д., 1956. Покушај класификације леса и лесоидних седимената у Подунављу и Поморављу према гранулометријском саставу и садржају калцијум-карбоната. Земљиште и биљка 5, 1-3, 159-172.
- Александровић, Д., 1957, Литолошке особине леса у Поморављу. Земљиште и биљка, год. VI, 1, 27-43.
- Александровић, Д., 1961. Особине леса и његова улога у образовању земљишта у НР Србији. Докторска дисертација. Пољопривредни факултет, Београд.
- Александровић, Д., 1971 Прилог проучавању леса и фосилних земљишта дубоког лесног профила из Старог Сланкамена. Реферат на саветовању Комисије за минералологију земљишта, Љубљана.
- Александровић, Д., 1974. Прилог упоредном проучавању леса Војводине и Поморавља. Земљиште и биљка 23, 2, 87-96.
- Букуров, Б., 1975. Физичкогеографски проблеми Бачке. Одељење природно-математичких наука САНУ, Београд.
- Букуров, Б., 1982. Синтетичка разматрања геоморфолошких проблема на територији Војводине. Академске беседе, ВАНУ, Нови Сад.
- Букуров, Б., 1984. Геоморфолошки проблеми Баната. Посебно издање ВАНУ, одељење за друштвене науке, књига 2. Нови Сад.
- Вељовић, Д., 1975/76. Палеоклиматске карактеристике леса из околине Земуна и Титела. Весник 16/17, сер. Ц, 17-22.

- Гаврилов, М., 2010. Мерења и анализе вредности магнетне суцептибилности слојева леса и конверзија дубинске скале у временску серију. Дипломски рад у рукопису, Физички факултет, Универзитет у Београду.
- Горјановић-Крамбергер, Д., 1921., Морфолошке и хидрографске прилике сријемског леса. Гласник СГД 5, 17-53.
- Димитријевић, В., 1985. Малакофауна из лесних наслага околине Бачке Тополе (Бушотине БТ-12 и 14). Записници СГД за 1984, 17-30.
- Димитријевић, В., 1988. Малакофауна горњеплеистоценског леса Бачког платоа. (Бушотине БТ - 20, 21, 22 и 23). Записници СГД за 1985-1986, 71-78.
- Зеремски, М., Maruszczak, Н., Butrym, Ј., 1991. Проблеми хроностратиграфије леса Војводине. Зборник радова Географског института САН 43: 17-32.
- Имбри, Ц., Палмер-Имбри, К. 1981. Ледена доба – решење тајне. Нолит, Београд. 1-217.
- Јовановић, Х., Весић, М., 1961. Седиментно-петрографска испитивања неогених и квартарних седимената југоисточног дела Војводине. Седиментологија 1, 149-192.
- Крстић, Н., 1984. Предходно саопштење о биостратиграфији квартарних седимената две бушотине у Војводини. Записници СГД за 1983, 77-85.
- Крстић, Н., 1985. Белешка о генези и тектоници Бачког платоа. Записници СГД за 1984, 261-265.
- Крстић, Н., 1988а. О квартару Војводине. Радови Геоинститута 22, 53-73.
- Крстић, Н., 1988б. О холоцену Војводине. Записници СГД за 1985/86, 151-157.
- Крстић, Н., 1992. Животна средина током Вирма и холоцена у равничарским деловима Војводине. Археологија и природне науке, 25-30.
- Крстић, Н., Димитријевић, В., 1988. Фауна барског леса Бачког платоа. Записници СГД за 1985-1986, 197-213.

- 
- Крстић, Н., Јовановић, Р., Исаиловић, С., 1983. Геологија Бачког платоа између Трешњевца и Чантавира. Записници СГД за 1982, 107-116.
- Крстић, Н., Јовановић, Р., Мићковић, Љ., 1985. Квартарне наслаге бушотине Ж-11 код Српске Црње. Записници СГД за 1984, 247-258.
- Крстић, Н., Нововић, М., Копривица, Д., Јовановић, Р., 1988. Профил налазишта мамута у Кикинди. Записници СГД за 1985/86, 57-70.
- Ласкарев, В.Д., 1938. Трећа белешка о квартарним наслагама у околини Београда. Геолошки анали Балканског полуострва 15, 1-35.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1931. Западно Потисје. Посебна издања СГД, св. 10, 13-22.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1948. Лесне оазе у Поморављу. Гласник Географског друштва, св. XXVIII, 2.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1949а. Пожаревачко Подунавље. Гласник САН, књ. I, св. 3, 400-401.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1949б. Тамишки лесни плато. Геолошки анали Балканског полуострва 17, 46-61.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1950а. Претходна сопштења о Делиблатској пешчари. Зборник радова геолошког института САН 1, 75-90.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1950б. Прилог за геолошку грађу Тителског брега. Зборник радова геолошког института САН 1, 91-121.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1950в. Плеистоцена фосилна делата Моравице код Ватина у југоисточном Банату. Геолошки анали Балканског полуострва, 18, 55-80.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1951а. Квартарне наслаге Пожаревачког Подунавља. Зборник радова Геолошког института XVI књ. 2, 7-53.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1951б. Прилог проблему сланкаменске тектонике. Гласник природњачког музеја сер. А, 4, 77-105.

- 
- Марковић-Марјановић, Ј., 1951в. Квартарне творевине у околини Ниша. Географски анали Балканског полуострва, књ. XIX.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1952а. Лесне оазе у долини Јужне Мораве. Гласник Природњачког музеја српске земље, серија А, књ. 5.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1952б. О квартарним седиментима доњег тока Западне Мораве. Зборник радова Геолошког института, књ. 4.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1954а. Лесни профили на десној обали Дунава код Нештина. Зборник Матице српске за природне науке 7: 1-16.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1954б. Лесне насlage између Јасенице и Рале левих притока Велике Мораве. Зборник радова Геолошког института “Јован Жујовић”, књ. 7.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1955. Средњи Банат. Зборник Матице српске за природне науке 9, 43-66.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1956. Први трагови палеолита под ведрим небом на територији Србије. Гласник САН, 4, 1, 213-226.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1965. Осврт на познавање лесних проблема Југославије у доба Јована Цвијића и данас. Гласник СГД 45, 2, 99-113.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1970. Доњи плеистоцен подунавља са *Equus cf. sussenbornensis* - Србија. Зборник 7. конгреса геолога СФРЈ, Загреб, 183-193.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1972а. Распрострањење и стратиграфија леса у Југосалвији. Гласник природњачког музеја сер. А 27, 93-107.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1972б. Могућности одређивања релативне хронологије неких типова земљишта у Југославији. Земљиште и биљка 21, 2, 321-330.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1972в. Данные о стратиграфии и фауне нижнего и среднего плеистоцена Югославии. В: Геология нижнего и среднего плеистоцена Европы, Академия наук СССР, Наука, 153-164.



- Марковић-Марјановић, Ј., 1973. Квартарна историја доњег тока Велике Мораве. Гласник природњачког музеја сер. А 28, 175-188.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1974. Доња граница квартара на северним обронцима Фрушке горе. Гласник природњачког музеја сер. А 29, 93-107.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1976. Значајни репери за стратиграфију вирма у Југославији. Зборник 8. југословенског геолошког конгреса, 2, 181-192.
- Марковић-Марјановић, Ј., 1977. Квартарне насlage међуречја Дунав-Тиса (Бачка). у: Геологија Србије-Стратиграфија-Кенозоик, Институт за регионалну геологију и палеонтологију РГФ, Београд, 393-399.
- Милић, Р., 1978. Нови налази скелета *Elephas primigenius Blum.* у Војводини на подручју Срема. Природа Војводине 4, 49-50.
- Рудолф-Весић, Љ., 1955. Испитивања минералског састава леса ближе околине Београда. Зборник радова Геолошког института САНУ 8, 221-240.
- Рудолф-Весић, Љ., Обрадовић, Ј., 1948. Минералско испитивање леса из околине Гроцке и Смедерева. Зборник радова Геолошког института "Јован Жујовић", књ. 10.
- Стевановић, П., 1977а. Речно-лакустријски седименти Панонске низије или слојеви са *Corbicula fluminali Mull.* У: Геологија Србије-Стратиграфија-Кенозоик, Институт за регионалну геологију и палеонтологију РГФ, Београд: 367-371.
- Стевановић, П., 1977б. Еолске фације. У: Геологија Србије-Стратиграфија-Кенозоик, Институт за регионалну геологију и палеонтологију РГФ, Београд, 371-378.
- Стевановић, П., 1977в. Сремска лесна зараван. У: Геологија Србије-Стратиграфија-Кенозоик, Институт за регионалну геологију и палеонтологију РГФ, Београд, 380-382.
- Стевановић, П., Маровић, М., Димитријевић, В., 1992. Геологија квартара. Научна књига, Београд, 1-242.
- Фекете, Ј., 1972. Нови прилог геолошкој структури Телечке. Зборник Матице српске за природне науке 43, 96-98.

- Almogi-Labin, A., in press. The paleoclimate of the Eastern Mediterranean during the transition from early to mid Pleistocene (900 to 700 ka) based on marine and non-marine records: An integrated overview. *Journal of Human Evolution*.
- An Z.S., Kukla G., Porter S., Xiao J.L., 1991. Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau. *Catena* 18, 125–132.
- An, Z.S., 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews* 19, 171–187
- An, Z.S., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times, *Nature* 411, 62– 66.
- An, Z.S., Liu, T.S., Lou, Y.C., Porter, S.C., Kukla, G.J., Wu, X.H., Hua, Y.M., 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quaternary International* 7/8, 91–95.
- An, Z.S., Wang, J.D., Li, H.M., 1977. Paleomagnetic study of the Luochuan section. *Geochimica* 4, 239–249 (in Chinese).
- Antoine, P., Rousseau, D.D., Fuchs, M., Hatté C., Gautier, C., Marković, S.B., Jovanović, M., Gaudeenyi, T., Moine, O., Rossignol, J., 2009. High resolution record of the last climatic cycle in the Southern Carpathian basin (Surduk, Vojvodina, Serbia). *Quaternary International* 198, 19-36.
- Assallay, A.M., Rogers, C.D.F., Smalley, I.J., Jefferson, I. F., 1998. Silt: 2–62  $\mu\text{m}$ , 9–4 $\phi$ . *Earth-Science Reviews* 45, 61-88.
- Baradák, B., 2009. Application of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) for the determination of paleo-wind directions and paleo-environment during the accumulation period of Bag Tephra, Hungary. *Quaternary International*, 198, 77-84.
- Beer, J., Shen, C., Heller, F., 1993.  $^{10}\text{Be}$  and magnetic susceptibility in Chinese loess. *Geophysical Research Letters* 20, 57–60.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sciences Review* 4, 297-317.

- 
- Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes, *Journal of Atmospheric Sciences* 35, 2362-2367.
- Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. *Reviews of geophysics* 26, 624-657.
- Berger, A., Loutre, M.F., M'elice, J.L., 1998. Instability of the astronomical periods from 1.5 Myr BP to 0.5 Myr AP, *Paleoclimates Data and Modelling* 2, 239-280.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1990. Origine des fréquences des éléments astronomiques intervenant dans le calcul de l'insolation, *Bulletin Sciences* 1-3/90, 45-106. Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique.
- Berger, A., Li, X., Loutre, M., 1999. Modelling Northern Hemisphere ice volume over the last 3 Ma, *Quaternary Science Reviews* 18, 1-11.
- Berger, A., Mélice, J.L., Loutre, M.F., 2005. On the origin of the 100-kyr cycles in the astronomical forcing. *Paleoceanography* 20, PA4019, doi:10.1029/2005PA001173.
- Berggren, W., Hilgen, F., Langereis, C., Kent, D., Obradovich, J., Raffi, I., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., 1995. Late Neogene chronology: New perspectives in high resolution stratigraphy. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107, 1272-1287.
- Bloemendal, J., Liu, X.M., Rolph, T.C., 1995. Correlation of the magnetic susceptibility stratigraphy of Chinese loess and the marine oxygen isotope record: chronological and palaeoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 131, 371-380
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K., Mesolella, K.J., 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research* 4, 185-205.
- Bokhorst, M.P., Beets, C.J., Marković, S.B., Gerasimenko, N.P., Matviishina, Z.N., Frechen, M., 2009.pedo-chemical climate proxies in Late Pleistocene Serbian-Ukrainian loess sequences. *Quaternary International* 198, 23-33.

- 
- Bokhorst, M.P., Vandenberghe, J., 2009. Validation of wiggle matching using a multi-proxy approach and its palaeoclimatic significance. *Journal of Quaternary Science* 24, 937–947.
- Braconnot, P., Marti, O., Joussaume, S., Leclainche, Y., 2000. Ocean Feedback in Response to 6 kyr BP Insolation. *Journal of Climate*, 13, 1537–1553.
- Brogner, A. and Heinkele, T., 1989a. Paleosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history. In: Bronger, A. and Catt, J. (eds), *Paleopedology - Nature and Application of Paleosols*, *Catena Supl.* 16, 163-186.
- Brogner, A. and Heinkele, T., 1989b. Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section, China: Pedostratigraphical and environmental implications. *Geoderma* 45, 123-143.
- Bronger, A., 1976. Zur quartären Klima - und Landschaftenwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-) pedologischer und bodengeographischer Grundlage. *Kieler geographische schriften band 45*. Im Selbstverlag des geographischen Instituts der Universität, Kiel.
- Bronger, A., 2003. Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe - Towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. *Quaternary International* 106-107, 11-31.
- Bronger, A., Heinkele, T.H., 1989. Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section, China: Pedostratigraphic and environmental implications. *Geoderma*, 45, 123–143.
- Bronger, A., Winter, R. and Sedov, S., 1998. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. *Catena* 34, 19-34.
- Bronger, A., Winter, R., Derevjanko, O. and Aldag, S., 1995. Loess-Paleosol-Sequences in Tadjikistan as a Paleoclimatic Record of the Quaternary in Central Asia. *Quaternary Proceedings* 4, 69-81.
- Bryson, B., 2003. *A Short History of Nearly Everything*. Doubleday, London-New York, 515 pp.

- 
- Buggle, B., Glaser, B., Zöller, L., Hambach, U., Marković, S., Glaser, I., Gerasimenko, N., 2008. Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). *Quaternary Science Reviews* 27, 1058–1075.
- Buggle, B., Hambach, U., Glaser, B., Gerasimenko, N., Marković, S., Glaser, I., Zöller, L., 2009. Stratigraphy, and spatial and temporal paleoclimatic trends in Southeastern/Eastern European loess–paleosol sequences. *Quaternary International* 196, 86–106.
- Buggle, B., Kehl, M., Hambach, U., Marković, S., Glaser, B., 2010. Progressive aridization of the middle and lower Danube Basin since the lower Pleistocene. Book of Abstract 8, International Workshop on Loess Research and Geomorphology, Pesc, Hungary, 17-22 October, 2010.
- Butrym, J., 1974. Profil lessowy Stari Slankamen - Čot Yugoslavia. *Annales UMSC, sec. B.*, 26, 113-133.
- Cao, J.X., Xu, Q.Z., Zhang, Y.T., Cheng, F.F., 1988. Investigation on loess palaeosol in Jiuzhoutai, Lanzhou and its environmental evolution. *Journal of Lanzhou University*, 24, 118-122.
- Capraro, L., 2002. Ricostruzione della storia della vegetazione durante la transizione climatica del Pleistocene Medio (MPT) nel Mediterraneo Centrale. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università degli Studi di Padova.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100, 093-6095, doi:10.1029/94JB03098.
- Channell, J.E.T., 2006. Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin and Pringle Falls) recorded at ODP Site 919 (Irminger Basin). *Earth and Planetary Science Letters* 244, 378–393, doi:10.1016/j.epsl.2006.01.021.
- Chen, J., An, Z., Head, J., 1999. Variations of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130.000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. *Quaternary Research* 51, 215-219.
- Cholnoky, E., 1902., Die Bewegungsgesetze des Flugsandes. *Földtani Közlöny*, Bd 32. Budapest.

- 
- Cholnoky, E., 1910., Die Oberfl. Ächengestalt des Alföld. Flöldräzji Közlemények, Vol. 38. Budapest.
- Clark, P.U., Pollard, D., 1998. Origin of the Middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith. *Paleoceanography* 13, 1–9.
- Clark, P.U., Alley, R.B., Pollard, D., 1999. Northern Hemisphere icesheet influences on global climate change. *Science* 286, 1104–1111.
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO<sub>2</sub>. *Quaternary Science Reviews* 25, 3150–3184.
- Coudé-Gaussen, G., 1987. The perisaharan loess: sedimentological characterization and palaeoclimatological significance. *Geol. J.* 15, 177–183.
- Crucifix, M., Claussen, M., Ganssen, G., Guiot, J., Guo, Z., Kiefer, T., Loutre, M.F., Rousseau, D.D., Wolff, E., 2009. Climate change: from geological past to uncertain future – a symposium honouring Andre Berger. *Climate of the Past* 5, 707-711.
- de Brauwere A., De Ridder, F., Pintelon, R., Schoukens, J., Dehairs, F., 2009., A comparative study of methods to reconstruct a periodic time series from an environmental proxy record. *Earth-Science Reviews* 95, 97–118.
- deMenocal, P.B., 2004. African climate change and faunal evolution during the Pliocene–Pleistocene. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 3–24.
- Derbyshire, E., Kemp, R., Meng, X.M., 1995. Variations in loess and paleosol properties as indicators of paleoclimatic gradients across the Loess Plateau of north China, *Quaternary Science Reviews* 14, 681–697.
- Dimitrijević M., 2000. Milutin Milanković i astronomija. *Publ. Astron. Obs. Belgrade*, 67, 39-49
- Ding Z.L., Derbyshire E., Yang S.L., Yu Z.W., Xiong S.F. And Liu T.S., 2002. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep sea <sup>18</sup>O record. *Paleoceanography* 17, Doi:10.1029/2001pa000725.

- 
- Ding Z.L., Ranov, V., Yang, S.L., Finaev, A., Han, J.M., Wang, G.A., 2002. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 387-400
- Ding, Z., Yu, Z., Rutter, N.W., Liu, T., 1994., Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quaternary Science Reviews* 13, 39-70.
- Ding, Z.L., Rutter, N.W., Liu, T.S., 1993. Pedostratigraphy of China loess deposits and climatic cycle in the last 2.5 Myr. *Catena*, 20, 73– 91.
- Ding, Z.L., Sun, J.M., Yang, S.L. Liu, T.S., 1998. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red clay-loess sequence at Lingtai, the Chinese Loess Plateau, *Geophysical Research Letters*. 25, 1225-1228.
- Ding, Z.L., Xiong, S.F., Sun, J.M., Yang, S.L., Gu, Z.Y. and Liu, T.S., 1999. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 125, 49-66.
- Ding, Z.L., Yang, S.L., Hou, S.S., Wang, X., Chen, Z., Liu, T. S., 2001a. Magnetostratigraphy and sedimentology of the Jingchuan red clay section and correlation of the Tertiary eolian red clay sediments of the Chinese Loess Plateau, *Journal of Geophysical Research*., 106, 6399–6407.
- Ding, Z.L., Yang, S.L., Sun, J.M., 2001b. Iron geochemistry of loess and red clay deposits in the Chinese Loess Plateau and implications for long-term Asian monsoon evolution in the last 7.0 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 99–109.
- Dodonov, A. E., Baiguzina, L. L., 1995.. Loess stratigraphy of Central Asia: palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects. *Quaternary Science Reviews*, 14, 707-720.
- Evans, M.E., Heller, F., 1994. Magnetic enhancement and paleoclimate: study of a loess/paleosol couplet across the loess plateau of China. *Geophysical Journal International* 117, 265–271.
- Evans, M.E., Heller, F., 2001. Magnetism of loess/palaeosol sequences: recent developments. *Earth-Science Reviews* 54, 129-144.

- 
- EPICA community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature* 429, 623–628.
- Fang, X.M., Li, J.J., van der Voo, R., 1999. Rock magnetic and grainsize evidence for intensified Asian atmospheric circulation since 800 000 years B.P. related to Tibetan uplift. *Earth and Planetary Science Letters* 165, 129-144.
- Fleming, J.R., 2006. James Croll in Context: The Encounter between Climate Dynamics and Geology in the Second Half of the Nineteenth Century. *History of Meteorology* 3, 43-54
- Frechen, M., Oches, E., A., Kohfeld K., E., 2003. Loess in Europe—mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews* 22 pp. 1835–1857.
- Fuchs, M., Rousseau, D.D., Antoine, P., Hattè, C., Gauthier, C., Marković, S., Zöller, L., 2008. Chronology of the last climatic cycle (Upper Pleistocene) of the Surduk loess sequence, Vojvodina, Serbia. *Boreas* 37, 66–73.
- Gaćeša, N., 2009. Milutin Milanković (1879–1958) 130 Godina od rođenja i 100 godina od dolaska na Beogradski univerzitet. *Vojnotehnički glasnik* 1/90, 5-15.
- Gavrilov, M.M., Basarin, B., Hambach, U., Machalet, B., Gavrilov, M., Marković, S.B., 2010. Paleoclimatic Record of the Titel Loess Plateau – From Depth to Time Scale. International Conference on Loess research “Loessfest 09“, Novi Sad, Serbia, Abstract book 82.
- Gavrilov, B.M., Marković, B.S., O’Hara-Dhand, K., Gavrilov, M.M., 2010. Some proposals for development of magnetic susceptibility spectral analyses. 2<sup>nd</sup> Serbian Geographers’ Congress, Novi Sad, Serbia, Abstract book 34.
- Gorjanović-Kramberger, D., 1922. Morfologijske i hidrogeologijske prilike prapornih prijedela Srijema, te pograničnih česti Županije virovitičke. *Glasnik Hrvatskog prirodoslovnog društva*, 34, 111-164.
- Gorjanović-Kranberger, D., 1910. Über eine diluviale Störung im Loss von Stari Slankamen in Slavonien. *Comte Rendu du XI Congres Cedoqique International*, 1055-1061.
- Gorjanović-Kranberger, D., 1914. *Die hydrographischen verhaltenise der lossplateaus Slavoniens*. *Glasnik hrvatskog prirodoslovnog društva* 27, 3-7.



- 
- Gröcke, D.R., Gillikin, D.P., 2008. Advances in mollusc sclerochronology and sclerochemistry: tools for understanding climate and environment. *Geo-Marine Letters* 28, 265–268.
- Grubić, A., 2006. The astronomic theory of climatic changes of Milutin Milankovich. *Episodes* 29, 3, 197-203
- Guo Z., Hao, Q., Wei, J., An, Z., 2004. Astronomical signals in different climate proxies from the Quaternary loess-soil sequences in China. In A. Berger, M. Ercegovac & F. Mesinger (Eds.): *Proceedings of Milutin Milankovitch Anniversary Symposium, Paleoclimate and the Earth Climate System*. 101-110.
- Guo, Z., Ruddiman, W.F., Hao, Q.Z., Wu, H.B., Qiao, Y.S., Zhu, R.X., Peng, S.Z., Wei, J.J., Yuan, B.Y., Liu, T.S., 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr, ago inferred from loess deposits in China, *Nature* 416, 159-163.
- Guo, Z.T., Fedoroff, N., An, Z.S., 1991. Genetic types of the Holocene soil and the Pleistocene paleosols in the Xifeng loess section in central China. In: Liu, T.S. Ed., *Loess, Environment and Global Change*. Science Press, Beijing, 93–111.
- Guo, Z.T., Peng, S.Z., Hao, Q.Z., 2001. Origin of the Miocene–Pliocene red-Earth formation at Xifeng in Northern China and implications for paleoenvironments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 170, 11–26.
- Haase D., Fink J., Haase G., Ruske R., Pecsí M., Richter H., Altermann M., Jäger K.-D., 2007. Loess in Europe—its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. *Quaternary Science Reviews* 26 pp. 1301–1312.
- Halavats, G., 1895. Az Alföld Duna-Tisza kozotti reszenek foldatani viszonyai. *M. Kiv. Foldtani Intezet Evkonyve* 9,10-173.
- Halavats, G., 1897. Die geologischen Verhältnisse des Alföld (Tiflandes) zwischen Donau und Theiss. *Mitt Jb. Ung. geol. Anstalt*, 11, 3,119-198.
- Halavats, G., 1915. Die borhrung in Nagybecskerek. *Mitt Jb. Ung. geol. Anstalt*, 22, 2, 189-222.
- Hambach, U., Jovanović, M., Marković, S.B., Nowaczyk, N., Rolf, C., 2009. The Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal in the Stari Slankamen loess section (Vojvodina, Serbia): Its

- detailed record and its stratigraphic position. *Geophysical Research Abstracts* 11, EGU2009-0, 2009.
- Hambach, U., 2007. The Mono Lake Geomagnetic Excursion recorded in Loess.- *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 10479, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-1047, EGU Assembly Vienna, Austria.
- Hambach, U., 2006. The Mono Lake Geomagnetic Excursion Recorded in Loess from an Upper Palaeolithic Archaeological Site at Krems-Wachtberg.- 10th Castle Meeting on New Trends in Geomagnetism Abstracts, *Travaux Géophysiques*, XXVII, 42, Prague.
- Han, J.M., Keppens, E., Liu, T.S., Paepe, R., Jiang, W.Y., 1997. Stable isotope composition of the carbonate concretion in loess and climate change. *Quaternary International* 37, 37–43.
- Han, J.T., Fyfe, W.S. Longstaffe, F.J., 1998. Climatic implications of the S5 paleosol complex on the southernmost Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research* 50, 21–33.
- Hao, Q.Z., Guo Z.T., 2004, Magnetostratigraphy of a late Miocene-Pliocene loess-soil sequence in the western Loess Plateau in China. *Geophysical Research Letters* 31, L09209.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton. C.A.G., Smith. A.G., Waiters, R., 1982. *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit' Pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121-1132.
- Head, M.J., Gibbard, P.L., 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. *Geol. Soc., London Spec. Publ.* 247, 1e18.
- Heller, F., Evans, M.E., 1995. Loess magnetism. *Reviews in Geophysics* 33, 211–240.
- Heller, F., Liu, T.S., 1982. Magnetostratigraphic dating of loess deposits in China. *Nature* 300, 431–433.
- Heller, F., Liu, T.S., 1984. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 77, 125–141.

- 
- Heller, F., Shen, C.D., Beer, J., Liu, X.M., Liu, T.S., Bronger, A., Suter, M., Bonani, G., 1993. Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 385–390
- Heslop, D., Dekkers, M.J., Langereis C.G., 2002. Timing and structure of the mid-Pleistocene transition: records from the loess deposits of northern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185, 133-143.
- Heslop, D., Langereis, C.G., Dekkers, M.J., 2000. A new astronomical timescale for the loess deposits of northern China. *Earth and Planetary Science Letters.*, 184, 125–139.
- Hoffman, P.F. 2008. Historical geology, the Pleistocene glacial controversy, and the rise of modern Earth science. Selwyn Symposium 2008 GSA Victoria Division Geological Society of Australia Neoproterozoic climates & origin of Early Life, Abstracts 91
- Horvath, E., 2001. Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin. *Quaternary International*, 76/77, 157-163.
- Hus, J.J., Han, J.M., 1992. The contribution of loess magnetism in China to the retrieval of past global changes: some problems. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 7, 154–168.
- Huybers, P., 2004., On the Origins of the Ice Ages: Insolation Forcing, Age Models, and Nonlinear Climate Change. PhD Thesis, MIT
- Imbrie, J., 1982. Astronomical theory of the Pleistocene ice ages: Brief historical review. *Icarus* 50, 408-422.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record, in *Milankovitch and Climate*, edited by A. Berger et al., pp. 269–305, D. Reidel, Norwell, Mass.
- Jin, C., Liu, Q., 2011. Revisiting the stratigraphic position of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity boundary in Chinese loess. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 309–317.

- Joannin, S., Quillévéré, F., Suc, J.-P., Lécuyer, C., Martineau, F., 2007. Early Pleistocene climate changes in the central Mediterranean region as inferred from integrated pollen and planktonic foraminiferal stable isotope analyses. *Quaternary Research* 67, 264–274.
- Jordanova, D., Hus, J., Evlogiev, J., Geeraerts, R., 2008. Palaeomagnetism of the loess/palaeosol sequence in Viatovo (NE Bulgaria) in the Danube basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 167, 71-83.
- Jordanova, D., Petersen, N., 1999. Palaeoclimatic record from a loess–soil profile in northeastern Bulgaria—I. Rock magnetic properties. *Geophysical Journal International* 138, 2, 520–532.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science* 317, 5839, 793-797.
- Kitoh, A., Murakami, S., Koide, H., 2001. A simulation of the Last Glacial Maximum with a coupled atmosphere-ocean GCM. *Geophysical Research Letters* 28, 2221-2224.
- Kletetschka, G., Banerjee, S.K., 1999. Magnetic stratigraphy of Chinese loess as a record of natural fires. *Geophysical Research Letters* 22, 1341–1343.
- Koch, A., 1895. A Fruska Gora Geologiaja. M. t. ak. Math. es. term. tud. kozl. XXVI, 587 pp.
- Ku, T.L., Kimmel, M.N., Easton, W.H., O'Neil, T.J., 1974. Eustatic sea-level 120,000 years ago on Oahu, Hawaii. *Science*, 183, 959-962.
- Kukla, G., 1977. Pleistocene Land--Sea Correlations I. Europe. *Earth-Science Reviews*, 13, 307–374
- Kukla, G., 1987., Loess stratigraphy in Central China. *Quaternary Science Reviews* 6, 191-219.
- Kukla, G., An, Z., 1989., Loess stratigraphy in Central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72, 203-225

- 
- Kukla, G., Heller, F., Liu, X.M., Xu, T.C., Liu, T.S., An, Z.S., 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 16, 811 – 814.
- Kukla, G.J., 1975. Loess stratigraphy of Central Europe. In: K.W. Butzer and G.L.I. Isaac (Editors), *After the Australopithecines*. Mouton, The Hague, 99-188.
- Kumar, K.K., Kumar, R.K., Pant, G.B., 1997. Pre-monsoon maximum and minimum temperatures over India in relation to the summer monsoon rainfall. *International Journal of Climatology* 17, 1115-1127.
- Kutzbach, J., Gallimore, R., Harrison, S., Behling, P., Selin, R., Laarif, F., 1998. Climate and biome simulations for the past 21,000 years. *Quaternary Science Reviews* 17, 473–506.
- Langereis, C.G., Dekkers, M.J., de Lange, G.J., Paterne, M., van Santvoort, P.J.M., 1997. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophysical Journal International* 129, 75 - 94.
- Larrasoaña, J.C., Roberts, A.P., Rohling, E.J., Winklhofer, M., Wehausen, R., 2003. Three million years of monsoon variability over the northern Sahara. *Climate Dynamics* 21, 689-698.
- Laskar, J., 1990., The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus* 88, 266-291.
- Laskarev, V.D., 1922. Sur le loess des environs de Belgrade. *Annales geologiques de la Peninsule Balkanique* 7, 1, 14-21.
- Laskarev, V.D., 1926. Deuxieme note sur sur le loess des environs de Belgrade. *Annales geologiques de la Peninsule Balkanique* 7, 2, 1-18.
- Lau, K.M., Weng, H.Y., 1995. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society* 76, 2391–2402.
- Lawrence, K.T., Sossian, S., White, H.E., Rosenthal, Y., 2010. North Atlantic climate evolution through the Plio-Pleistocene climate transitions. *Earth and Planetary Science Letters* 300, 3-4, 329-342, doi:10.1016/j.epsl.2010.10.013

- 
- Li, H.M., An, Z.S., Wang, J.D., 1974. Primary paleomagnetic study of loess from Wucheng section, Northern China. *Geochimica* 2, 93–104 (in Chinese).
- Li, J.J., Fang, X.M., Van der Voo, R., Zhu, J.J., Niocail, C.M., Ono, Y., Pan, B.T., Zhong, W., Wang, J.L., Sasaki, T., Zhang, Y.T., Cao, J.X., Kang, S.C., Wang, J.M., 1997., Magnetostratigraphic dating of river terraces: Rapid 133 and intermittent incision by the Yellow River of the northeastern margin of the Tibetan Plateau during Quaternary. *Journal of Geophysical Research*, 102, 10121-10132.
- Lisiecki, L.E., Lisiecki, P.A., 2002., Application of dynamic programming to the correlation of paleoclimate records. *Paleoceanography* 17, 1049, doi:10.1029/2001PA000733.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Plio-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records, *Paleoceanography* 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Liu, T. S., Ding, Z.L., 1998. Chinese loess and the paleomonsoon, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 26, 111 – 145.
- Liu, T., Ding, Z., Rutter, N., 1999. Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quaternary Science Reviews* 18, 1205-1212.
- Liu, T.S., 1985. *Loess and the Environment*. 215 pp., China Ocean, Beijing
- Liu, T.S., Yuan, B.Y., 1987. Paleoclimatic cycles in northern China. In: Liu, T.S. \_Ed., *Aspects of Loess Research*. China Ocean Press, Beijing,. 1–26.
- Liu, X.M., Liu, T.S., Xu, T.C., 1987. A study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng area. In: Liu, T.S. (Ed.), *Aspects of Loess Research*. China Ocean Press, Beijing, 164–174.
- Liu, X.M., Liu, T.S., Xu, T.C., Liu, C., Chen, M.Y., 1988., The Chinese loess in Xifeng I. The primary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng area, Gansu province. *Geophysical Journal* 92, 345-348.
- Liu, X.M., Rolph, T., Bloemendal, J., 1995. Quantitative estimates of paleoprecipitation at Xifeng, in the loess Plateau of China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 113, 243–248.

- 
- Liu, Q. S., Deng, C.L., Torrent, J., Zhu, R.X., 2007. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess. *Quaternary Science Reviews* 26, 368–385, doi:10.1016/j.quascirev.2006.08.004.
- Liu, Q.S., Roberts, A.P., Rohling, E.J., Zhu, R.X., Sun, Y.B., 2008. Post-depositional remanent magnetization lock-in and the location of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal boundary in marine and Chinese loess sequences. *Earth and Planetary Science Letters* 275, 102–110.
- Lourens, L.J., Antonarakou, A., Hilgen, F.J., van Hoof, A.A.M., Vergnaud-Grazzini, C., Zachariasse, W.J., 1996. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography* 11, 391 - 413.
- Lourens, L.J., Wehausen, R., Brumsack, H.J., 2001. Geological constraints on tidal dissipation and dynamical ellipticity of the Earth over the past three million years. *Nature* 409, 1029–1033.
- Lu, H. Y., Liu, X.M., Zhang, F., An, Z.S., Dodson, J., 1999., Astronomical calibration of loess – paleosol deposits at Luochuan, central Chinese Loess Plateau. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 154, 237–246.
- Lu, H., Zhang, F., Liu, X., Duce, R.A., 2004. Periodicities of palaeoclimatic variations recorded by loess-paleosol sequences in China. *Quaternary Science Reviews* 23, 1891–1900.
- Lu, H.Y., Wu, N.Q., Liu, T.S., Han, J. M., Qin, X.G., Sun, X.J., Wang, Y.J., 1996. Seasonal climate variation recorded by phytolith assemblages from Baoji loess sequence in central China over the last 150,000 years, *Science in China, Series D* 39, 629– 639.
- Lu, H.Y., Zhang, F., Liu, X.D., 2002. Patterns and frequencies of the East Asian winter monsoon variations during the past million years revealed by wavelet and spectral analyses. *Global and Planetary Change* 35, 67–74.
- Maher, B.A., Thompson, R., 1991. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosol. *Geology* 19, 3–6.
- Maher, B.A., Thompson, R., 1995. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. *Quaternary Research* 44, 383–391.

- Maher, B.A., Thompson, R., Zhou, L.P., 1994. Spatial and temporal reconstruction of changes in the Asian paleomonsoon: a new mineral magnetic approach. *Earth and Planetary Sciences Letters* 125, 461–471.
- Marković, S., Oches, E., Gaudenyi, T., Jovanović, M., Hambach, U., Zoeller, L. and Sümegi, P., 2004. Paleoclimate record in the Late Pleistocene loess-paleosol sequence at Miseluk (Vojvodina, Srbija). *Quaternaire* 15–4, 361-368.
- Marković, S.B. and Kukla, J., 1999. Magnetic susceptibility and grain size records in the Stari Slankamen loess section (Vojvodina, Yugoslavia). *Loessfest '99, Bonn and Heidelberg, Germany 25 March - 1 April 1999, Book of Abstracts*, 152-153.
- Marković, S.B., Bokhorst, M.P., Vandenberghe, J., McCoy, W.D., Oches, E.A., Hambach, U., Gaudenyi, T., Jovanović, M., Stevens, T., Zöller, L., Machalet, B., 2008. Late Pleistocene loess-paleosol sequences in the Vojvodina region, North Serbia. *Journal of Quaternary Science* 23, 73–84.
- Marković, S.B., Hambach, U., Catto, N, Jovanović, M., Buggle, B., Machalet, B., Zöller, L., Glaser, B., Frechen, M., 2009. Middle and Late Pleistocene loess sequences at Batajnica, Vojvodina, Serbia. *Quaternary International* 198, 255–266.
- Marković, S.B., Hambach, U., Stevens, T., Kukla, G.J., Heller, F., McCoy, W.D., Oches, E.A., Buggle, B., Zöller, L., 2011. The last million years recorded at the Stari Slankamen loess-palaeosol sequence: revised chronostratigraphy and longterm environmental trends. *Quaternary Science Reviews* JQSR2994, 10.1016/j.quascierev.2011.02.004
- Marković, S.B., Hambach, U., Stevens, T., Basarin, B., O'Hara-Dhand, K., Gavrilov, M.M., Gavrilov, M.B., Smalley, I., Teofanov, N., in press. Relating the astronomical time scale to the loess-palaeosol sequences in Vojvodina, Northern Serbia. *Milutin Milankovitch 130<sup>th</sup> Anniversary Symposium: CLIMATE CHANGE AT THE EVE OF THE SECOND DECADE OF THE CENTURY Inferences from paleoclimate, and regional aspects* Belgrade, 22-25 September 2009
- Marković, S.B., Heller, F., Kukla, G., Gaudenyi, T., Jovanović, M., Miljković, Lj., 2003. Magnetostratigrafija lesnog profila Čot u Starom Slankamenu. *Zbornik radova Instituta za geografiju* 32, 20–28.



- 
- Marković, S.B., McCoy, W.D., Oches, E.A., Savić, S., Gaudenyi, T., Jovanović, M., Stevens, T., Walther, R., Ivanišević, P., Galović, Z., 2005. Paleoclimate record in the Late Pleistocene loess–paleosol sequence at Petrovaradin Brickyard (Vojvodina, Serbia) . *Geologica Carpathica* 56, 545–552.
- Marković, S.B., Oches, E., Sümegi, P., Jovanović, M., Gaudenyi, T., 2006. An introduction to the Upper and Middle Pleistocene loess–paleosol sequences of Ruma section (Vojvodina, Yugoslavia). *Quaternary International* 149, 80–86.
- Marković, S.B., Oches, E.A., McCoy, W.D., Gaudenyi, T., Frechen, M., 2007. Malacological and sedimentological evidence for “warm” climate from the Irig loess sequence (Vojvodina, Serbia). *Geophysics, Geochemistry and Geosystems* 8, Q09008.
- Marković-Marjanović, J., 1960. Die Bedeutung der fossilen terra rosa - Horizonte für die stratigraphie und Chronologie des Pleistozans von Jugoslawien. *Verh. der geol. Bundesanstalt* 1, 8-22.
- Marković-Marjanović, J., 1964. Le Loess en Yugoslavie. In: Report of the Int. Congr. on Quaternary, Warsaw 1961, vol. 6: Symposium on Loess, 551-570.
- Marković-Marjanović, J., 1968. The loess in Serbia (and adjacent areas). Loess and related eolian deposits of the world, Proceedings of the VII Congress of the International Association for Quaternary Research, 337-338.
- Marković-Marjanović, J., 1969a. Les profiles de loes du Basen Pannonique. Region clasique de loess du Yugoslavie. *Suppl. Bull. Assoc Fr. Etude Quat. La stratigraphie des loes d’Europe*, 165-170.
- Marković-Marjanović, J., 1969b. Sur la leimite inferieure du Quaternaire en Yugoslavie. *Etudes sur le Quaternaire dans le Monde*, 8. Kongres INQUA, 583-587.
- Marković-Marjanović, J., 1970. Data Concerning the Starigraphy and the fauna of the lower and middle Pleistocene of Yugoslavia. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 153-163.
- Marković-Marjanović, J., 1974. Vilafranchien en Yugoslavie. 5. Congres Neogene Midite., Lion, *Mem. B. R. G. M.*, 78, 219-224.

- Marsigli, L.F., 1726. Danubius Pannonico Mysicus; Observationibus Geographicis, Astronomicis, Hydrographicis, Physicis; perlustratus. Grosse, P., Alberts, Chr., de Hoodt, P., Herm. Uytwert and Franc Changuion; The Hague and Amsterdam.
- Martinson, D., Pisias, M.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moorre, T.C. and Shackleton, N.J. 1987. Age dating and the orbital theory of ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1-30.
- Maslin, M. A., 2005. Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth'. Geological Society London, Special Publications 247, 19-34.
- Meng, X.M., E.Derbyshire, Kemp, R.A., 1997., Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess, *Quaternary Science Review* 16, 833–839.
- Mesolella, K.J., Matthews, R.K., Broecker, W.S., Therber, D.L., 1969. The astronomical theory of climatic change: Barbados data. *Journal of Geology* 77, 250-274.
- Mudelsee, M., Schulz, M., 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 151, 117–123.
- Muller, R., MacDonald, G., 2000. Ice ages and astronomical causes: Data, spectral analysis and mechanisms. Springer-Praxis, London, 318.
- Nádor, A., Lantos, M., Tóth-Makk, A., Thamó-Bozsó, E., 2003. Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. *Quaternary Science Reviews* 22, 2157–2175.
- Paillard, D., 1996. Macintosh Program performs time-series analysis. *Eos Transactions, AGU*.
- Paillard, D., 1998. The timing of Pleistocene glaciation from a simple multiple state climate model. *Nature* 391, 378–381.
- Paillard, D., 2001. Glacial cycles: Towards a new paradigm. *Reviews of Geophysics* 39, 3, 325-346.
- Pälike, H., 2002. Extending the astronomical calibration of the geological timescale, PhD thesis. Cambridge University.

- 
- Pälike, H., 2005. Orbital Variation (Including Milankovitch Cycles), Encyclopedia of Geology, R. C. Selley, L. R. M. Cocks, & P. I. R., eds. (Elsevier, Oxford, 2005), vol. 1, 410–421
- Pan, Y.X., Zhu, R.X., Shaw, J., Liu, Q.S., Guo, B., 2001. Can relative paleointensities be determined from the normalized magnetization of the wind-blown loess of China?. Journal of Geophysical Research 106, 221–232, doi:10.1029/2001JB000360.
- Park, J., Maasch, K., 1993. Plio-Pleistocene time evolution of the 100-kyr cycle in marine paleoclimate records. Journal of Geophysical Research 98, 447–462.
- Pecsi M., 1990., Loess is not just the accumulation of dust. Quaternary International 7/8, 1-21
- Petrović, A. 2009. Revolution and Insolation How Milutin Milanković has assembled the puzzle of the climate?. Scientific Technical Review 14, 1, 3-10.
- Petrović, A., Marković, S.B. 2010. Annus mirabilis and the end of the geocentric causality: Why celebrate the 130th anniversary of Milutin Milanković?. Quaternary International 214, 114-118.
- Pilipenko, O.V., Sharonova, Z.V., Trubikhin, V.M., 2007. Direction and relative paleointensity of the geomagnetic field in the middle and later pleistocene from paleomagnetic data of the Roxolany section (Ukraine). Physics of the Solid Earth Volume 43, 430-441, DOI: 10.1134/S1069351307050084.
- Pisias, N.G., Moore Jr., T.C., 1981. The evolution of the Pleistocene climate: a time series approach. Earth and Planetary Science Letters 52, 450–458.
- Porter, S. C., An, Z. S., 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. Nature 375, 305–308.
- Pouchlet, A., Horvath, E., Gabris, Gy., Juvigne, E., 1999. The Bag Tephra, a widespread tephrochronological marker in Middle Europe: chemical and mineralogical investigations. Bulletin Volcanology 60, 265-272.
- Prell, W.L., 1982. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability. Initial Reports DSDP 68, 455–464.

- 
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W., Flannery, B.P., 2002. Numerical Recipes in C++. 2<sup>nd</sup> Edition. Cambridge University Press.
- Prokopenko, A.A., Hinnov, L.A., Williams, D.F., Kuzmin, M.I., 2006. Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia. *Quaternary Science Reviews* 25, 3431–3457.
- Pye, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews* 14, 653–667
- Qiang X.K., Li Z.X., Powell C., Zheng H.B., 2001. Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 83–93
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F. Backman, J., Clement, B.M., Martinson, D.G., 1989. Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep circulation. *Paleoceanography* 4, 413-446.
- Raymo, M.E., 1997, Carbon cycle models: how strong are the constraints? In: *Global Tectonics and Climate Change* (eds. W.F. Ruddiman and W. Prell), Plenum Press, 368-382.
- Reynolds, R.L., King, J.W., 1995. Magnetic records of climate change. *Reviews in Geophysics* 33 (suppl.), 101–110.
- Rial, J.A., 2004. Earth's orbital eccentricity and the rhythm of the Pleistocene ice ages: the concealed pacemaker. *Global and Planetary Change* 41, 2, 81-93
- Rolph, T.C., Shaw, J., Derbyshire, E., Wang, J.T., 1989. A detailed geomagnetic record from Chinese loess. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 56, 151-164.
- Rousseau, D. D., Wu, N.Q., 1997. A new molluscan record of the monsoon variability over the past 130,000 yr in the Luochuan loess sequence, China. *Geology* 25, 275–278.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M., Backman, J., 1989. Mid-Pleistocene evolution of Northern Hemisphere climate. *Paleoceanography* 4, 353-412.

- 
- Rutherford, S., D'Hondt, S., 2000. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature* 408, 72–75.
- Rutter, N.W., Ding, Z.L., 1993. Paleoclimates and monsoon variations interpreted from micromorphogenic features of the Baoji paleosols China, *Quaternary Science Review* 12, 853 – 862.
- Rutter, N.W., Ding, Z.L., Evans, M.E., Liu, T.S., 1991. Baoji-type pedostratigraphic section, Loess Plateau, northcentral China. *Quaternary Science Reviews*, 10, 1-22.
- Sartori, M., Heller, F., Forster, T., Borkovec, M., Hammann, J., Vincent, E. 1999. Magnetic properties of loess grain size fractions from section Paks (Hungary). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 116, 53-64.
- Schatzman, M., 2002. *Numerical Analysis: A Mathematical Introduction*. Clarendon Press, Oxford, 496.
- Schmidt E.D., Machalet B., Marković S., Tsukamoto S., Frechen M., 2010. Luminescence chronology of the upper part of the Stari Slankamen loess sequence (Vojvodina, Serbia). *Quaternary Geochronology* 5, 137-142.
- Schwalm, A., 1911. *Torontal varmegye természeti viszonyai*. Torontal varmegye monografia, Budapest, 1-13.
- Shackleton, N.J., Berger, A., Peltier, W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 81, 251–261.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^6$  year scale, *Quaternary Research* 3, 39–55
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairics, A., Homrighausen, R., Huddleston, P., Keenc, J.B., Kaltcnback, A.J., Krumsiek, K.A.O., Morton, A.C., Murray, J.W., Westberg-Smith, J., 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of icerafting in DSDP Site 552A: history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature* 307, 620-633.

- 
- Singhvi, A.K., Bronger, A., Sauer, W. and Pant, R.K., 1989. Thermoluminescence dating of loess–paleosols sequences in the Carpathian Basin east–central Europe: a suggestion for a revised chronology. *Chem. Geol. Isotope Geoscience Section* 73, 306–317.
- Smalley, I.J., 1966. The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 669–676.
- Smalley, I.J., Vita-Finzi, C.J., 1968. The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of ‘desert’ loess, *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 766–774.
- Smalley, I., Leach, J.A., 1978. The origin and distribution of the loess in the Danube basin and associated regions of East-Central Europe: a review. *Sedimentary Geology* 21, 1-26.
- Smalley, I.J., Jefferson, I.F., Dijkstra, T.A. and Derbyshire, E. 2001. Some major events in the development of the scientific study of loess. *Earth-Science Reviews* 54, 5-18.
- Smalley, I., O’Hara-Dhand, K., Wint, J., Machalett, B., Jary, Z., Jefferson, I., 2009. Rivers and loess: the significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation. *Quaternary International* 198, 7-18.
- Smith, S.W., 1999. *The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing*. San Diego, Calif.: California Technical Publishing, ISBN 0-9660176-3-3.
- Spell, T.L., McDougall, I., 1992. Revisions to the age of the Brunhes-Matuyama Boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity timescale. *Geophysical Research Letters* 19, 12, 1181-1184, doi:10.1029/92GL01125
- Spassov, S., 2002., *Loess magnetism, environment and climate change on the Chinese Loess Plateau*, Ph Thesis, Diss No. 14976, ETH Zürich, Switzerland.
- Spassov, S., Heller, F., Evans, M.E., Yue, L.P., Ding, Z.L., 2001. The Matuyama/Brunhes geomagnetic polarity transition at Lingtai and Baoji, Chinese loess plateau. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 26, 899- 904,
- Spassov, S., Heller, F., Evans, M.E., Yue, L.P., Dobeneck, T.v., 2003. A lock-in model for the complex Matuyama–Brunhes boundary record of the loess/palaeosol sequence at Lingtai (Central Chinese Loess Plateau). *Geophysical Journal International* 155, 350–366.

- 
- Sun, D.H., Shaw, J., An, Z.S., Chen, M.Y., Yue, L.P., 1998., Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters* 25, 85-88.
- Sun, J.M., Liu, T.S., 2000., Multiple origins and interpretations of the magnetic susceptibility signal in Chinese wind-blown sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 287– 296.
- Sun, J.M., Ding, Z.L., Liu, T.S., 1998. Desert distributions during the glacial maximum and climatic optimum: Example of China. *Episodes* 21, 28– 31.
- Sun, X.J., Song, C.Q. Wang, F.Y., Sun, M.R., 1997. Vegetation history of the Loess Plateau of China during the last 100,000 years based on pollen data. *Quaternary International* 37, 25– 36, 1997.
- Sun, Y., Clemens, S.C., An, Z., Yu, Z., 2006., Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 25, 33–48.
- Tang, Y., Jia, J., Xie, X., 2003. Records of magnetic properties in Quaternary loess and its paleoclimatic significance: a brief review. *Quaternary International* 108, 33–50.
- Tauxe, L., Herbert, T. Shackleton, N.J., Kok, Y.S., 1996. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences. *Earth and Planetary Science Letters* 140, 133-146.
- Tauxe, L., 2010. *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press. ISBN 0520260317
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin, London, 11–18.
- Torii, M., Yue, L.P., Hayashida, A., Maenaka, K., Yokoama, T., Sasajima, S., 1984. Natural remanent magnetisation of loess-paleosol deposits in Luochuan area, In: *The Recent Research of Loess in China*, edited by Sasajima, S. and Y. Wang, Kyoto Institute of Natural History, 32-41.

- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, L.J., 2003. The response of the African summer monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity. *Global and Planetary Change* 772, 1–17.
- Tzedakis, P.C., 2005. Towards an understanding of the response of southern European vegetation to orbital and suborbital climate variability. *Quaternary Science Reviews* 24, 14-15, 1585-1599
- Tzedakis, P.C., Hooghiemstra, H., Pälike, H., 2006. The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon, revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quaternary Science Reviews* 25, 3416–3430.
- Tzedakis, P.C., 2007. Seven ambiguities in the Mediterranean palaeoenvironmental narrative. *Quaternary Science Reviews* 26, 2042–2066.
- van Vugt, N., Steenbrink, J., Langereis, C.G., Hilgen, F.J., Meulenkamp, J.E., 1998. Magnetostratigraphy-based astronomical tuning of the early Pliocene lacustrine sediments of Ptolemais (NW Greece) and bed-to-bed correlation with the marine record. *Earth Planetary Science Letters* 164, 535 – 551.
- Vandenbergh, J., An, Z., Nugteren G., Lu, H., Huissteden, K.V., 1997. New absolute time scale for Quaternary climate in the Chinese Loess region by grain size analysis. *Geology* 25, 35-38.
- Újvári, G., Varga, A., Balogh-Brunstad, Z., 2008. Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. *Quaternary Research* 69, 3, 421-437.
- Újvári, G., Kovács, J., Varga, G., Raucsik, B., Marković, S.B., 2010. Dust flux estimates for the Last Glacial Period in East Central Europe based on terrestrial records of loess deposits: a review. *Quaternary Science Reviews* 29, 23-24, 3157-3166
- Wang, X.S., Yang, Z.Y., Løvlie, R., Sun, Z.M., Pei, J.L., 2006. A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159, 109–117.
- Verosub, K.L., Fine, P., Singer, M.J., 1993. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess–paleosol sequence. *Geology* 21, 1011–1114.



- Wang, X.S., Yang, Z.Y., Løvlie, R., Sun, Z.M., Pei, J.L., 2006. A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 159, 109–117.
- Welch, P.D., 1967. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio Electroacoustics*, Vol AU-15(6), 70-73.
- Weng, H., Lau, K.M., 1994. Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences* 51, 2523–2541.
- Wolf, H., 1870. *Die Umgebung von Petrowaradin und Kalowitz*. Vehr. d. k. k. geol., R. A., Wien.
- Wright, J.S., 2001. “Desert” loess versus “glacial” loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology* 36, 231–256.
- Wright, J.S., Smith, B.J., Whalley, W.B., 1998. Mechanisms of loess sized quartz silt production and their relative effectiveness: laboratory simulations. *Geomorphology* 23, 15–34.
- Wu, G., Pan, B., Guan, Q., Xia, D., 2005. Terminations and their correlation with solar insolation in the Northern Hemisphere: a record from a loess section in Northwest China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 267– 277.
- [www.teslasociety.com](http://www.teslasociety.com)
- [www.deschutes.gso.uri.edu/~rutherfo/milankovitch.htm](http://www.deschutes.gso.uri.edu/~rutherfo/milankovitch.htm)
- Xu, T.C., Liu, T.S., 1994. Implication of the magnetic susceptibility curve from the Chinese loess profile at Xifeng. *Quaternary Science Reviews* 12, 249–254.
- Yanase, W., Abe-Ouchi, A., 2007. The LGM surface climate and atmospheric circulation over East Asia and the North Pacific in the PMIP2 coupled model simulations. *Climate of the Past*, 3, 439-451.
- Yang, X.Q., Li, H.M., Zhou, Y.Z., 2002. Magnetic susceptibility oscillation and unstable climate events of core NS-93-5 from South China Sea. *Marine Geology and Quaternary Geology* 22, 31–36 (in Chinese).

- Yang, T., Hyodo, M., Yang, Z., Li, H., Maeda, M., 2010. Multiple rapid polarity swings during the Matuyama-Brunhes transition from two high-resolution loess-paleosol records. *Journal of Geophysical Research* 115, B05101, doi:10.1029/2009JB006301.
- Yu, Z.W., Ding, Z.L., 1998., An automatic orbital tuning method for paleoclimate records, *Geophysical Research Letters.*, 25, 4525– 4528.
- Zhao, X., Roberts, A.P., 2010. How does Chinese loess become magnetized? *Earth and Planetary Science Letters* 292, 112–122.
- Zheng, H.B., An, Z.S., Shaw, J., 1992. New contributions to Chinese Plio-Pleistocene magnetostratigraphy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 70, 146-153.
- Zheng, H.B., An, Z.S., Shaw, J., Liu, T.S., 1991. A detailed terrestrial geomagnetic record for the interval 0-5.0 Ma. In: Liu Tungsheng (ed.), *Loess, Environment and Global*
- Zhou L.P., Oldfield F., Wintle A.G., Robinson S.G., Wang J.T., 1990., Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature* 346, 737–739.
- Zhou, L.P., Shackleton, N.J., 1999. Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 117–130.
- Zhu, R., Deng, C., Jackson, M J.A., 2001. Magnetic investigation along a NW-SE transect of the Chinese Loess Plateau and its implications. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A* 26, 867-872.
- Zhu, R.X., Laj, C., Mazaud, A., 1994. The Matuyama–Brunhes and Upper Jaramillo transitions recorded in a loess section at Weinan, north-central China. *Earth and Planetary Science Letters* 125, 143–158.
- Zhu, R.X., Pan, Y.X., Guo, B. and Liu, T.S., 1998., A recording phase lag between ocean and continent climate changes: constrained by the Matuyama/Brunhes polarity boundary. *Chinese Science Bulletin* 43, 1593-1598.
- Zhu, R. X., Pan, Y.X., Liu, Q.S., 1999. Geomagnetic excursions recorded in Chinese loess in the last 70,000 years. *Geophysical Research Letters* 26, 505–508, doi:10.1029/1999GL900019.

- Zhu, R.X., Guo, B., Pan, Y.X., Liu, Q.S., 2000. Reliability of geomagnetic secular variations recorded in a loess section at Lingtai north-central China, *Science in China* 43, 1–9.
- Zimmerman, H.B., Shackleton, N.J., Backman, J., Kent, D.V., Baldauf, J.G., Kaltenback, A.J. and Morton, A.C., 1984. History of Plio-Pleistocene climate in the northeastern Atlantic, Deep Sea Drilling Project Hole 552A. In: Roberts, D.G., Schnitker, D. et al. (eds), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 81, 861- 875.
- Živković , B., Nejgebauer, V., Tanasijević, D., Miljković, N., Stojković, P., Drezgić , L., 1972. *Zemljišta Vojvodine*, Str. 684, Institut Za Poljoprivredna Istraživanja, Novi Sad

## КРАТКА БИОГРАФИЈА



Биљана Басарин (рођ. Јакшић) рођена је 24.06.1981 године у Новом Саду. Основну школу завршила је у Сиригу а гимназију Исидора Секулић у Новом Саду. По завршетку гимназије уписује Природно-математички факултет, Департман за географију, туризам и хотелијерство на смеру Дипломирни географ-туризмолог. Дипломирала је 2005. године када и уписује магистарске студије на смеру Методика наставе географије. У међувремену положила је курс First Certificate in English и Certificate in Advance English и тако стекла међународно признате дипломе енглеског језика.

У периоду од 30.04.2008 до 30.06.2008 боравила је на Leibniz Institute for Applied Geosciences у ХанOVERу на стручном усавршавању. Магистарску тезу под називом „Палеоклиматска реконструкција три последња глацијално-интерглатијална циклуса лесно-палеоземљишних секвенци Тителског брега“ одбранила је 2009. године.

Године 2010. пријављује докторску дисертацију под називом „Идентификовање и анализа Миланковићевих циклуса записаних у лесно-палеоземљишним секвенцама у Војводини“.

У звање асистента, на Департману за географију, туризам и хотелијерство изабрана 2010. године. Ангажована је на извођењу вежби из следећих предмета: Картографија, Картографија у туризму, Основи педологије, Климатологија и педологија и Увод у научни рад.

Коаутор и аутор је неколико научних радова:

1. Vasiljević, Dj., Marković, S. B., Hose, T. A., **Basarin, B.**, Lazić, L., Stojanović, V., Lukić, T., Vidić, N., Jović, G., Janičević, S., Samardžija, D., 2009. The Use of Web-Based Dynamic Maps in the Promotion of the Titel Loess Plateau (Vojvodina, Serbia), a Potential Geotourism Destination. *Geographica Pannonica*. 13, Issue 3, 78-84
2. Lukić, T., Marković, S.B., Stevens, T., Vasiljević, Dj.A., Machalet, B., Milojković, N., **Basarin, B.**, Obreht, I., 2009. The loess cave near the village of Surduk-an unusual pseudokarst landform in the loess of Vojvodina, Serbia. *Acta Carstologica*, 38, 227-235
3. Vasiljević, Dj.A., Marković, S.B., Hose, T.A., Smalley, I., **Basarin, B.**, Lazić, L., Jović, G. (in press) The Introduction to Geoconservation of loess-palaeosol sequences in the Vojvodina region: Significant geoheritage of Serbia. *Quaternary International*. doi:10.1016/j.quaint.2010.07.008
4. **Basarin, B.**, Vandenberghe, D.A.G., Marković, S.B., Catto, N., Hambach, U., Vasiliniuc, S., Derese, C., Roncevic, S., Vasiljević, Dj.A., Rajić, Lj. (in press) The Belotinac section (Southern Serbia) at the southern limit of the European loess belt: initial results. *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint.2011.02.022

5. Marković, S.B., Hambach, U., Stevens, T., Basarin, B., O'Hara-Dhand, K., Gavrilov, M.M., Gavrilov, M.B., Smalley, I., Teofanov, N., in press. Relating the astronomical time scale to the loess-palaeosol sequences in Vojvodina, Northern Serbia. Milutin Milankovitch 130<sup>th</sup> Anniversary Symposium: CLIMATE CHANGE AT THE EVE OF THE SECOND DECADE OF THE CENTURY Inferences from paleoclimate, and regional aspects Belgrade, 22-25 September 2009.

Нови Сад, 14.04.2011.

Биљана Басарин

**УНИВЕРЗИТЕТ У НОВОМ САДУ**  
**ПРИРОДНО-МАТЕМАТИЧКИ ФАКУЛТЕТ**  
**КЉУЧНА ДОКУМЕНТАЦИЈСКА ИНФОРМАЦИЈА**

РЕДНИ БРОЈ:  
РБР

ИДЕНТИФИКАЦИОНИ БРОЈ:  
ИБР

ТИП ДОКУМЕНТАЦИЈЕ:  
ТД

Монографска документација

ТИП ЗАПИСА:  
ТЗ

Текстуални штампани материјал

ВРСТА РАДА:  
ВР

Докторска дисертација

АУТОР:  
АУ

Биљана Д. Басарин

МЕНТОР/КОМЕНТОР:  
МН

др Слободан Марковић, редовни  
професор, Природно-математички  
факултет, Нови Сад

НАСЛОВ РАДА:  
НС

Идентификовање и анализа  
Миланковићевих циклуса записаних у  
лесно-палеоземљишним секвенцама у  
Војводини

ЈЕЗИК ПУБЛИКАЦИЈЕ:  
ЈЗ

Српски/ћирилица

ЈЕЗИК ИЗВОДА:  
ЈИ

Српски/Енглески

ЗЕМЉА ПУБЛИКОВАЊА:  
ЗП

Србија

УЖЕ ГЕОГРАФСКО ПОДРУЧЈЕ:  
УГП

Војводина

ГОДИНА:  
ГО

2011

ИЗДАВАЧ:  
ИЗ

Ауторски репринт

МЕСТО И АДРЕСА: МС	21000 Нови Сад, Трг Доситеја Обрадовића 3.
ФИЗИЧКИ ОПИС РАДА: ФО	6 поглавља; 164 страна, 328 литературних цитата, 10 табела, 6 карата и 52 слике.
НАУЧНА ОБЛАСТ: НО	Географија
НАУЧНА ДИСЦИПЛИНА: ДИ	Квартарологија
ПРЕДМЕТ ОДРЕДНИЦА/КЉУЧНЕ РЕЧИ: ПО	плеистоцен, еолска акумулација, магнетни суцептибилитет, временска скала, Миланковићеви циклуси, спектрална анализа, вејвлет анализа
УДК:	
ЧУВА СЕ: ЧУ	Библиотека Департмана за географију, туризам и хотелијерство, ПМФ, Нови Сад
ВАЖНА НАПОМЕНА: ВН	нема
ИЗВОД: ИЗ	

Лес у Војводини има највећу моћност и сматра се за најкомплетнији палеоклиматски архив у Европи. На основу кореалице између две најзначајније лесно-палеоземљишне секвенце, Старог Сланкамена и Тителског брега, створен је синтетички профил коришћен у овој студији. Истраживања Марковића и сарадника (2011) показала су да лесно-палеоземљишна секвенца у Старом Сланкамену има старост од око милион година. С'друге стране, високе стопе седиментације и комплетност последњих пет глацијално-интерглацијалних циклуса на Тителском брегу чини овај локалитет најдетаљнијим палеоклиматским архивом у поменутом периоду, у овом делу Европе.

Временска скала Војвођанског леса формирана је тунирањем резултата магнетног суцептибилитета према астрономским параметрима, нагибу земљине осе ротације и прецесије. Овако добијена временска скала показује да је граница између нормалне епохе магнетног поларитета Бринес и епохе реверсног поларитета Матујама значајно старија. Ова граница утврђена је палеомагнетним мерењима у лесном хоризонту V L9. Добијени резултати стоје у доброј корелацији са резултатима палеомагнетних мерења (Marković et al., 2011). „Lock in“ ефекат утврђен за војвођански лес знатно је већи у односу на онај у кинеским лесно-палеоземљишним секвенцама, због снажно развијеног коренског система чије постојање је утврђено у V S8 и које се пртеже неколико метара у дубину све до лесног хоризонта V L9.

Спектрална и вејвлет анализа временске скале војвођанског леса показују присуство орбиталних параметара: ексцентрицитета земљине орбите, промена нагиба земљине осе ротације и прецесије. Доминантне су компоненте мањих

фреквенција, ексцентрицитета, док су краћи орбитални периоди промена нагиба осе ротације и прецесије слабије изражени. Овакви резултати проистичу пре свега из чињенице да синтетички профил има старост од око милион година и да се само доњи, старији део секвенце може посматрати као део такозваног 41 ку, када доминира фреквенција промена нагиба осе ротације.

Вејвлет анализа временског модела показује присуство Средње плеистоцене транзиције, што указује да обитални утицај ексцентрицитета постаје доминантан пре око 650 ку.

Резултати стоје у доброј корелацији са секвенцама са Кинеског лесног палтоа (Sun et al., 2006), и из Централне Азије (Ding et al., 2002), али такође и са дубокоморским седиментима (Shackleton, 1990).

Захваљујући комплетности и старости лесно-палеоземљишне секвенце, омогућено је истраживање палеоклиматске еволуције и утицај орбиталних параметара на палеоклиматске прилике у овом делу Европе. Секвенца се може посматрати и као спојница између западноевропских и азијских лесних профила, значајна за изучавање континенталне и глобалне палеоклиматске еволуције.

ДАТУМ ПРИХВАТАЊА ТЕМЕ: 25.02.2010.  
ДП

ЧЛАНОВИ КОМИСИЈЕ (НАУЧНИ СТЕПЕН / ИМЕ И ПРЕЗИМЕ /ЗВАЊЕ/  
ФАКУЛТЕТ):  
КО

1. Проф. др Љупче В. Миљковић, редовни професор, ПМФ, Нови Сад, председник
2. Проф. др Слободан Б. Марковић, редовни професор, ПМФ, Нови Сад, ментор
3. Проф. др Ненад Теофанов, редовни професор, ПМФ, Нови Сад, члан
4. Проф. др Миливој Гаврилов, редовни професор, ПМФ, Нови Сад, члан
5. Доц. др Анђелка Ковачевић, доцент, Математички факултет, Београд, члан

ДАТУМ ОДБРАНЕ:  
ДО



**UNIVERSITY OF NOVI SAD FACULTY OF NATURAL  
SCIENCES & MATHEMATICS**

**KEY WORDS DOCUMENTATION**

ACCESSION NUMBER:  
ANO

IDENTIFICATION NUMBER:  
INO

DOCUMENT TYPE: DT Monographic documentation

TYPE OF RECORD: TR Printed material

CONTECT CODE: CC PhD Thesis

AUTHOR: AU Biljana D. Basarin

MENTHOR/CO-MENTHOR: MN dr Slobodan B. Marković, full professor,  
Faculty Sciences, Novi Sad

TITLE: TI Identification and analysis of Milankovitch  
cycles in Vojvodinian loess-paleosol  
sequences

LANGUAGE OF TEXT: LT Serbian/Cyrilic

LANGUAGE OF ABSTRACT: LA Serbian/English

COUNTRY OF PUBLICATION: CP Serbia

LOCALITY OF PUBLICATION: LP Vojvodina

PUBLICATION YEAR: PY 2011

PUBLISHER: PB ИЗ Author's reprint

PUBLICATION PLACE: PL Trg Dositeja Obradovića 3, 21000 Novi  
Sad, Serbia

PHYSICAL DESCRIPTION: 6 chapters, 164 pages, 328 literature notes,  
PD 10 tables, 52 pictures, 6 maps, 10 charts

SCIENTIFIC FIELD: Geography  
SF

SCIENTIFIC DISCIPLINE: Quaternary Science  
SD

SUBJECT/KEY WORDS: pleistocene, aeolian accumulation, magnetic  
SKW susceptibility, timescale, Milankovitch  
cycles, spectral analysis, wavelets

UC:

HOLDING DATA: Library of the Department of Geography,  
HD Tourism and Hotel Management, Novi Sad,  
Serbia

NOTE: none  
NO

ABSTRACT:  
AB

Loess in Vojvodina region (Northern Serbia) is some of the thickest and most complete in Europe. Synthetic profile was developed based on the interprofile correlation between two most important loess paleosol sequences, Stari Slankamen and Titel Loess Plateau. Recent study (Marković et al., 2011) showed that loess at Stari Slankamen site spans the last million years. On the other hand, high accumulation rates and the completeness of the last five glacial cycles recorded at Titel Loess Plateau preserve detailed climate proxy archive.

Magnetic susceptibility record was tuned to orbital obliquity and precession, thus yielding an improved astronomical time scale for the synthetic loess-paleosol sequence. The time scale indicates much older age for the Bruhnes Matuyama boundary, recorded in loess unit V-L9, which is in good agreement with the recent results obtained during paleomagnetic measurements (Marković et al., 2011). The lock in effect is much greater than in Chinese loess sequences, due to the strong root channels, which penetrate several meters down through V-S8 into V-L9 and probably influence the magnetic properties of the sediments.

Spectral and wavelet analysis of tuned magnetic susceptibility record reveal the presence of typical orbital frequencies, corresponding to eccentricity, obliquity and precession. Eccentricity frequencies of solar irradiance are dominant, while relatively short time orbital cycles of obliquity and precession are weak. This can be attributed to the time frame of the investigated profile, since the lower part of the sequence can be assigned to the so called 41 ky world. Wavelet analysis reveals the presence of Mid Pleistocene Transition, indicating that the eccentricity parameter becomes dominant from 650 ky.

The results are in good agreement with sequences from Chinese Loess Plateau (Sun et al., 2006) and Central Asia (Ding et al., 2002) but also with deep sea sediments (Shackleton, 1990).

Due to the completeness and the time frame of studied loess paleosol sequence, the site provides an opportunity for investigating the evolution and climate dynamics in this part of Europe. The synthetic profile can be seen as rare paleoclimate archive that enables the reconstruction of orbital influences over Pannonian Basin and can be seen as link between west European sequences and Asian loess.

ACCEPTED BY THE SCIENTIFIC BOARD ON: 25.02.2010.

ASB

THESIS DEFEND BOARD (DEGREE / NAME & SURNAME / TITLE / FACULTY):

DB

1. PhD Ljupče V. Miljković, full professor at Faculty of Sciences, President of board.
2. PhD Slobodan B. Marković, full professor at Faculty of Sciences, Novi Sad, Menthor
3. PhD Nenad Teofanov, full professor at Faculty of Sciences, Novi Sad, Member
4. PhD Milivoj Gavrilov, full professor at Faculty of Sciences, Novi Sad, Member
5. PhD Anđelka Kovačević, Assistant Professor, Faculty of Mathematics, Belgrade, Member

DEFENDED ON:

DE