

Masarykova Univerzita

Filozofická fakulta

Ústav archeologie a muzeologie

Klasická archeologie

Bc. Michal Smíšek

Přírodní katastrofy období LM IB na Krétě

Magisterská diplomová práce

Vedoucí práce: Mgr. Věra Klontza-Jaklová, Ph.D.

2018

*Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracoval samostatně
za pomoci uvedené literatury.*

.....

Michal Smíšek
V Brně dne 30.4.2018

*Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucí své práce,
Mgr. Věře Klontze-Jaklové, Ph.D. za cenné rady, odborné vedení a čas, který mi
věnovala. Stejně tak bych rád poděkoval své přítelkyni Bc. Miriam Molnárové
a mamince JUDr. Daniele Smíškové, za trpělivost a podporu při psání této práce.*

The sound of the Gion Shōja bells echoes the impermanence of all things; the color of the sāla flowers reveals the truth that the prosperous must decline. The proud do not endure, they are like a dream on a spring night; the mighty fall at last, they are as dust before the wind.

(Heike Monogatari)

1. ÚVOD	7
2. METODOLOGIE	8
3. HELÉNSKÝ VULKANICKÝ OBLOUK	9
3.1 Santorini (Théra).....	11
3.3 Uspořádání souostroví a formování kaldery	13
3.4 Vulkanická historie Santorini	14
4. TEKTONIKA HELÉNSKÉHO OBLOUKU	16
5. KRÉTA	20
5.1 Formování Kréty	21
5.2 Geologie Kréty	25
5.3 Seismicita v oblasti Kréty.....	29
5.4 Seismické hazardy v oblasti Kréty.....	33
5.5 Sekundární dopady zemětřesení a vulkanismu: Cunami	45
5.6 Shrnutí	49
6. ZACHYTITELNOST ZEMĚTŘESENÍ V ARCHEOLOGICKÉM KONTEXTU – ARCHEOSEISMOLOGIE	51
7. STRUČNÁ HISTORIE VÝZKUMU PŘÍRODNÍCH KATASTROF	58
8. KNOSSOS (OBDOBÍ TZV. NOVÉHO PALÁCE)	63
8.1 Knossos v období LM IA.....	66
8.2 Knossos v období LM IB.....	68
8.3 Lokality v jižní části (severní) centrální Kréty.....	72
8.4 Pobřežní lokality ve východní části centrální Kréty	77
8.5 Lokality v západní části centrální Kréty	79
8.6 Závěr	80

9. PHAISTOS	84
9.1 Lokality v jižní části centrální Kréty.....	88
9.2 Závěr	94
10. MALIA	97
10.1 Malia v období LM IA.....	99
10.2 Malia v období LM IB.....	103
10.3 Sissi	105
10.4 Závěr	106
11. ZAKROS.....	109
11.1 Lokality ve východní části Kréty.....	113
11.2 Závěr	119
12. DISKUZE: GEOLOGICKÝ KONTEXT.....	121
13. DISKUZE: ARCHEOLOGICKÝ KONTEXT OBDOBÍ LM IA	123
14. DISKUZE: ARCHEOLOGICKÝ KONTEXT OBDOBÍ LM IB	129
SUMMARY.....	135
BIBLIOGRAFIE	137

1. Úvod

Úpadek minojské společnosti fascinuje vědce již bezmála sto let. Za tuto dobu se názory na příčiny tohoto úpadku značně měnily. Původní Evansovu myšlenku, že za zánikem minojské kultury stojí ničivá zemětřesení, odmítl v roce 1939 Spiridon Marinatos. Podle něj byla minojská kultura zničena katastrofickou erupcí ostrova Théra, kterou sám Arthur Evans nikdy nezaznamenal. Postupem času se však začaly objevovat teorie, jež tvrdily, že za úpadkem minojské kultury nestály přírodní katastrofy, ale člověk. Otázkou bylo, zda za zničením minojské kultury byli pevninští Řekové, nebo si záhubu přivodili minojci sami. Sloučením těchto názorů pak vznikla poslední teorie, jejímiž představiteli jsou v dnešní době zejména Jan Driessen a Colin Macdonald. Podle těchto autorů byl úpadek minojské civilizace způsoben kombinací všech faktorů – tedy jak lidského tak i přírodního.

V současné době tak převládá názor, že přírodní katastrofy samy nemohly být jedinou příčinou zániku minojské kultury. I tak se však najdou vědci, kteří tvrdí, že za zničením lokalit napříč ostrovem během období LM IB stojí pustošivá zemětřesení. Jejich hlavním argumentem obvykle bývá předpoklad, že k těmto destrukcím dochází na celém ostrově současně. Stejně tak se někteří archeologové domnívají, že zemětřesení sama o sobě nezpůsobila destrukce napříč ostrovem, nicméně existují lokality, kde je destrukce zemětřesením doložena.

Cílem této práce je tak zhodnotit zachytitelnost přírodních katastrof v archeologickém kontextu novo-palácového období v centrální a východní Krétě a následně se pokusit interpretovat jejich vliv na úpadek minojské civilizace.

2. Metodologie

Předložená práce je rozdělena do dvou částí. První část se zabývá vulkanismem ve východním Středomoří a seismicitou v oblasti ostrova Kréta. V rámci vulkanismu je zde důraz kladen zejména na oblast santorínského vulkánu¹ a to konkrétně na jeho geologické složení, formování a vulkanickou historii.

V práci jsou následně představeny hlavní geotektonické znaky v oblasti východní Středomoří. Následuje popis ostrova Kréta a to zejména důrazem na geologickou historii ostrova, jeho složení a seismicitu. Poslední kapitola první části se pak zabývá cunami s pohledu jejich dopadů na historické a moderní společnosti. První část této práce má za cíl zhodnotit seismické a vulkanické hazardy v oblasti ostrova Kréta a pokusit se tak rekonstruovat možná nebezpečí, kterými byl ostrov v době bronzové ohrožen.

Druhá část práce se zaměřuje na zachycení přírodních katastrof v archeologickém kontextu. Představena je problematika zachytitelnosti zemětřesení v archeologickém kontextu a rovněž je zde podán historický přehled výzkumu přírodních katastrof v oblasti východního Středomoří. Následuje souhrn vývoje vybraných lokalit v novo-palácovém období se snahou zachytit na nich případné přímé škody napáchané přírodními katastrofami. Důraz je zde kladen zejména na periodu LM IB, ve které dochází ke konci minojské kultury, tak jak ji chápeme dnes. Z toho důvodu, aby nedošlo k chybné interpretaci škod, jsou brány v úvahu i destrukce způsobené lidským faktorem. Výsledkem je zhodnocení zachytitelnosti přírodních katastrof v archeologickém kontextu stejně tak jako vyhodnocení možného vlivu přírodních katastrof na zánik minojské kultury a v neposlední řadě současný stav bádání.

¹ Santorínskou či minojskou erupcí je v této práci míněna erupce ostrova Théra, jenž se odehrála na přelomu období LM IA/B zhruba před 3600 lety.

3. Helénský vulkanický oblouk

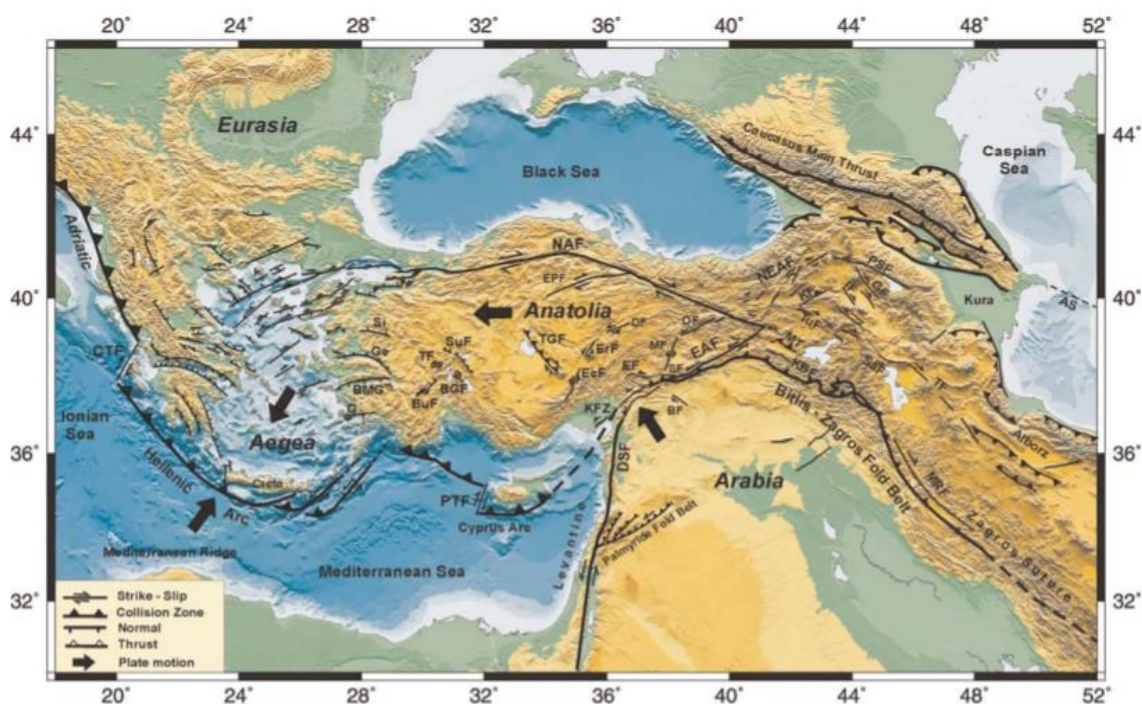
Helénský oblouk (obr. 1) je jedním z nejvíce prominentních tektonických znaků v oblasti Středomoří. Tento oblouk se skládá z vnějšího helénského příkopu, vnějšího sedimentárního oblouku (který reprezentuje ostrov Kréta), vnitřního vulkanického oblouku a okrajového Egejského moře (*Papazachos 1996, 891*).



Obrázek 1: Zjednodušená geotektonická mapa východního Středomoří (zdroj: *Pararas-Carayannis 2011, 257*)

Tektonické evoluci v oblasti východního Středomoří dominuje působení subdukce podél helénského oblouku a kontinentální kolize v oblasti východního Turecka a Kavkazu. Africká deska, která se zanořuje pod západní Turecko a Egejskou oblast, způsobuje extenzi kontinentální kůry. Díky tomuto procesu dochází v oblasti

extenze k vulkanismu (*Taymaz – Yilmaz – Dilek 2007, 1*). Povrchovým projevem vulkanismu je helénský vulkanický oblouk, který se táhne zhruba 500 km od východního Řecka k západnímu Turecku a nachází se zhruba 250 km severně od helénského příkopu. Tento oblouk zahrnuje vulkanické ostrovy: Aegina, Methana, Poros, Melos, Santorini, Kos, Yali a Nisyros (*Howes – Minopoulos 2014, 1*). Subdukce (obr. 2) oceánské kůry severním směrem pod Egejskou oblast započala patrně v období pozdního mezozoika (*Hinsbergen et al. 2004, 331*).

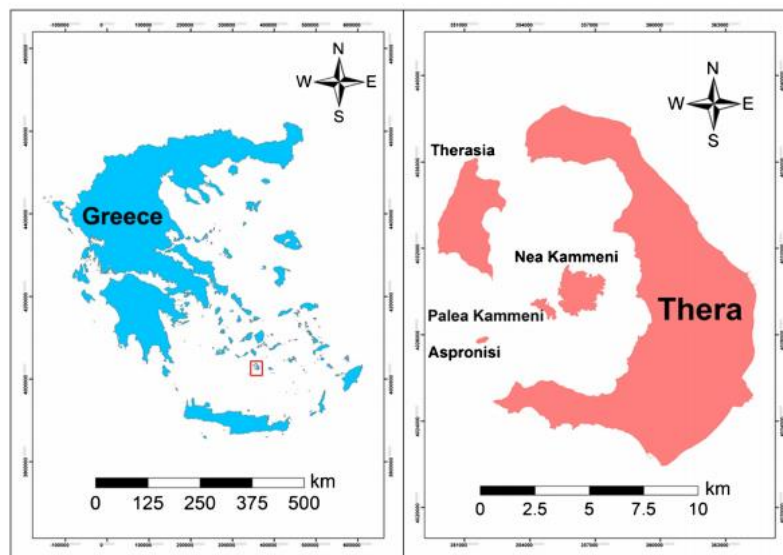


Obrázek 2: Zjednodušená mapa zaznamenávající pohyb litosferických desek a zlomy v oblasti východního Středomoří (zdroj: *Taymaz – Yilmaz – Dilek 2007, 3*)

Oceánská kůra nad subdukční zónou vystoupila a vytvořila ne-vulkanický helénský oblouk, který je dnes reprezentován ostrovy Kréta, Karpathos a Rhodos stejně tak jako západním okrajem Peloponésu a jihovýchodním Tureckem (*Higgins, M – Higgins, R 1996, 22*). Vulkanická aktivita v oblasti začala zhruba před 4,7 miliony let a

pokračuje do současnosti. Zdejší vulkány jsou aktivní, nicméně se zatím nacházejí v klidové fázi. Patří mezi ně: Methana, Santorini, Kolombo a Nisyros (*Nomikou – Papanikolaou – Dietrich 2018, 15*). Vzniká tak otázka proč k vulkanismu v oblasti nedocházelo již v období, kdy započala subdukce – tedy v období pozdního mezozoika. Georgia Pe-Piper a Konstantinos Hatzipanagiotou v roce 1997 přišli s myšlenkou, že byl vulkanismus v oblasti spuštěn kombinací subdukce a extenze litosféry (*Pe-Piper – Hatzipanagiotou 1997, 63*). V roce 1995 pak Conctantine Perissoratis navrhl, že změny v upořádání zlomů v období raného pliocénu vedly k vytvoření vulkanického centra Santorini (*Perissoratis 1995, 56*). Tyto závěry potvrzuje studie z roku 2004, která se zabývá poklesy, jež předcházely vulkanické aktivitě na ostrovech Melos a Aegina (*Hinsbergen et al. 2004, 343*).

3.1 Santorini (Théra)



Obrázek 3: Santorini a) lokace souostroví b) souostroví Santorini (zdroj: *Oikonomidis et al. 2016*)

Souostroví Santorini (obr. 3 a, b) je součástí helénského vulkanického oblouku. Nachází se v jižní části kykladského souostroví. Helénský vulkanický oblouk (obr. 2) je povrchovým projevem subdukce africké desky pod euroasijskou. Oblouk je přibližně 500 kilometrů dlouhý, 20-40 kilometrů široký a táhne se od východního pobřeží řecké pevniny do západního Turecka. Nachází se 250 km za mořským příkopovým systémem a zahrnuje vulkanické ostrovy Aegina, Methana, Poros, Milos, Santorini, Kos, Gyalí a Nisyros. (*Howes-Minopoulos 2004, 287*)

3.2 Geologické složení Santorini

Théra a sousední ostrovy jsou nyní převážně pokryty vulkanickými horninami. Samotný vulkán vyrostl na základě nevulkanických hornin (*Higging-Higgins 1996, 189*). Základ ostrova tvoří pozdně druhohorní mramory, raně třetihorní fylity a metamorfované pískovce. (*Howes-Minopoulos 2004, 287*) Na nejvyšších vrcholech hlavního ostrova Profitis Elias (565 m), Mesa Vouno a Gavrilos dominuje krystalický vápenec z období triasu, přecházející do mramoru. Podložní horniny se také nacházejí v nižších částech stěn kaldery, poblíž přístavu Athinios. Zde jsou krystalické břidlice a jiné metamorfované horniny proniknuty malou žulovou intruzí. Hydrotermální procesy doprovázející žulovou intruzí vytvořily malá ložiska olova a stříbra (*Higging - Higgins 1996, 189*).

Malé množství andezitu a dacitu bylo střídavě vyprodukováno erupcemi v období před 1,5-0,6 miliony let (*Higgins, M – Higgins, R 1996, 189*). Vnější ostrovy Théry, Therasia a Aspronisi jsou složeny z hornin, které předcházejí pozdní době bronzové, tedy minojskému výbuchu. Příkrov vulkanických produktů pocházející

z výbuchu pozdní doby bronzové pokrývá prakticky celý ostrov, ale ke tvorbě povrchu docházelo i později. Ve středu souostroví se nachází aktivní vulkán s názvem Palea Kameni. Tento útvar se vytvořil během minojské erupce a také po ní. V minulosti byla Palea Kameni poněkud větší. Část se propadla do moře během středověku. Nejmladším vulkánem vytvořeným při explozi v roce 1707 n. l je Nea Kameni. Na vrcholku 124 m n. m. je kráter pojmenovaný Georgios (*Klontza 2013, 115*).

3.3 Uspořádání souostroví a formování kaldery



Obrázek 4: Satelitní snímek Santorini (zdroj: *Google Earth*)

Santorínské souostroví (obr. 4) představuje vulkanické pole s komplexem ostrovů uspořádaným do členitého kruhu okolo zatopené kaldery. Toto vulkanické pole, které se pravděpodobně rozšiřuje pod hladinou moře, vyprodukovalo 12 významných

erupcí a zanechalo členité pozůstatky štítových sopek, stratovulkánů a komplexů sopečných domů (*Howes-Minopoulos 2004, 287*). Kruhová ostrovní skupina se skládá z překrývajících se vulkánů oddělených nejméně čtyřmi částečně se překrývajícími kalderami.² Tato kombinace struktur byla vytvořena během několika kolapsů (*Howes-Minopoulos 2004, 287*).

Nejstarší jižní kaldera se zformovala přibližně před 180 tisíci lety, následovala ji kaldera Skaros před 70 tisíci let a kaldera Cape Riva před 21 tisíci let. Tato kaldera byla zřejmě mělká a stále zatopená vodou. Pobřeží ostrova následovalo linii, která je podobná dnešní kaldeře, avšak Théra, Therasia a Aspronisi byly spojeny dohromady a vytvářely jeden ostrov s přerušením na jihovýchodě (*Higging-Higgin, 1996, 189*). Nejmladší kaldera se zformovala cca před 3600 lety v průběhu pozdní doby bronzové.³ V dnešní době stěny kaldery dosahují výšky 400 m nad mořem a hloubky 390 metrů pod mořskou hladinou. Kaldera je narušena třemi kanály (*Howes-Minopoulos 2004, 287*).

3.4 Vulkanická historie Santorini

Vulkanismus v této oblasti započal zhruba před 1,5 miliony let (*Higgins-Higgins 1996, 189*). Jiné zdroje uvádí období před 3-4 miliony let. Silná vulkanická aktivita se zde začíná objevovat v období pozdních čtvrtohor. Hlavní vulkanická centra pozdních čtvrtohor byly ostrovy Mélos, Santorini, Kos, Nisyros. Santorini se zformovalo na severním okraji hřebene nazývaném Santorini-Amorgos (*Howes - Minopoulos 2004, 287*). Nejaktivnější vulkanické centrum se nacházelo poblíž města Fira v současně

² Smithsonianinstitution: (zdroj: <http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=212040>).

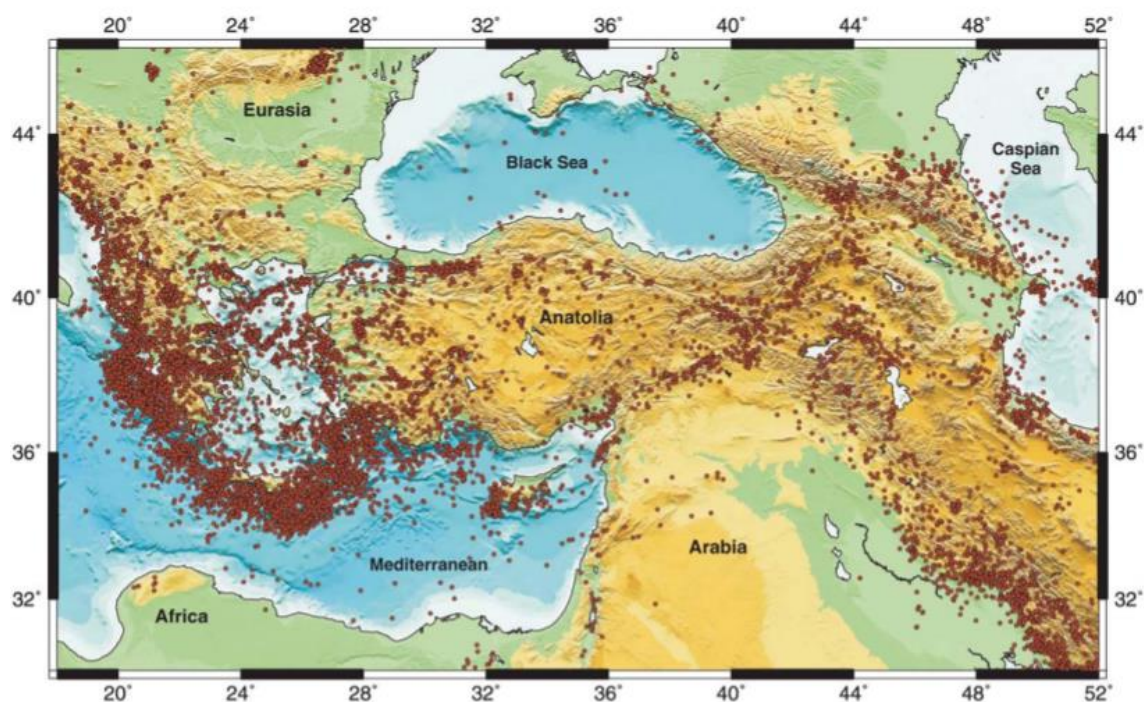
³ Smithsonian institution: (zdroj: <http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=212040>).

zatopené kaldeře či pod ostrovy Nea a Palea Kameni. Událo se zde nejméně dvanáct hlavních erupcí zejména v období před 100, 79, 54, 37, 20, a 3,6 (v závislosti na datování minojské erupce) tisíci lety. Mnoho erupcí začalo spadem pemzy a vyvrcholilo pyroklastickými proudy. V několika případech byla magmatická komora částečně vyprázdněna a došlo k jejímu zhroucení, což způsobilo vytvoření kaldery.

Vulkanická centra na severu ostrova: Therasia, MegaloVouno, Mikro Profitis Elias a Skaros byla rovněž v těchto periodách aktivní (*Higgins-Higgins 1996*, 189). Post minojské erupce začaly v roce 197 n. l vytvořením několika lávových domů a proudů, které později vytvořily ostrovy Palea a Nea Kameni poblíž centra kaldery. V roce 1650 n. l došlo v oblasti k podmořské erupci vulkánu Columbo nacházejícího se severovýchodně od hlavního tělesa ostrova.⁴

⁴ Smithsonian institution: (zdroj: <http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=212040>)

4. Tektonika helénského oblouku



Obrázek 5: Seismicita východního Středomoří od roku 1973-2007 (zdroj: *Taymaz – Yilmaz – Dilek 2007, 2*)

Helénský oblouk je seismicky nejvíce aktivní oblastí Evropy, kvůli interakci mezi euroasijskou a africkou litosférickou deskou. Hlavním geotektonickým znakem oblasti je helénský příkop, kde se východní středomořská oceánská litosféra (čelní strana africké desky) zanořuje pod desku egejskou (*Kokinou et al. 2008, 9*). Helénský příkop (obr. 6) se skládá ze série lineárních depresí kůry v nejsevernější části centrálního východního Středomoří. Jeho hloubka dosahuje 4 až 5 km. Příkop je paralelní k helénskému vulkanickému oblouku. Začíná u jižní části íónských ostrovů, v místech kde končí kefalónský transformní zlom a pokračuje podél konvexní strany oblouku, tedy podél jižní části Pelopónésu, Kréty a podél ostrova Karapathos k ostrovu Rhodos, kde mění orientaci a pokračuje ve směru ze severozápadu na jihovýchod. Je

tedy paralelní s jihozápadním pobřežím Anatólie (*Papazachos 1996, 892*). Aktivní subdukcí v oblasti indikuje Wadati-Benioffova zóna (*Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 5*). Wadati-Benioffova zóna má tvar amfiteátru a klesá ze své konvexní strany (východní Středomoří) ke straně konkávní (Egejské moře). V mělkých částech Wadati-Benioffovi zóny v hloubce 40 - 100 km se vyskytují zemětřesení s maximálními magnitudami okolo osmi stupňů. Zatímco v hlubších částech zóny v hloubce 100-180 km se vyskytují zemětřesení s maximálními magnitudami okolo sedmi stupňů (*Papazachos 1996, 898*). Dřívější studie dospěly k závěru, že se Wadatiho–Benioffova seismická zóna svažuje dále pod Krétu do hloubky zhruba 200 km (*Kokinou et al. 2008, 9*).

Mělká zemětřesení se vyskytují v hloubce 0 - 60 km⁵. K velkému počtu těchto zemětřesení dochází na konvexní straně helénského oblouku (*Meier et al. 2004, 150*). Mělká zemětřesení s magnitudou 8 a více, způsobila v minulosti značné škody v mnoha zemích východního Středomoří (Řecko, Turecko, Kypr, Izrael, Egypt, Libye atd.) (*Papazachos 1996, 892*).

⁵ Jinde se pro hloubku mělkých zemětřesení v oblasti udává 0 – 40 km a pro středně hluboká zemětřesení 40 – 180 (*Papazachos, 1996, 892, 898*)

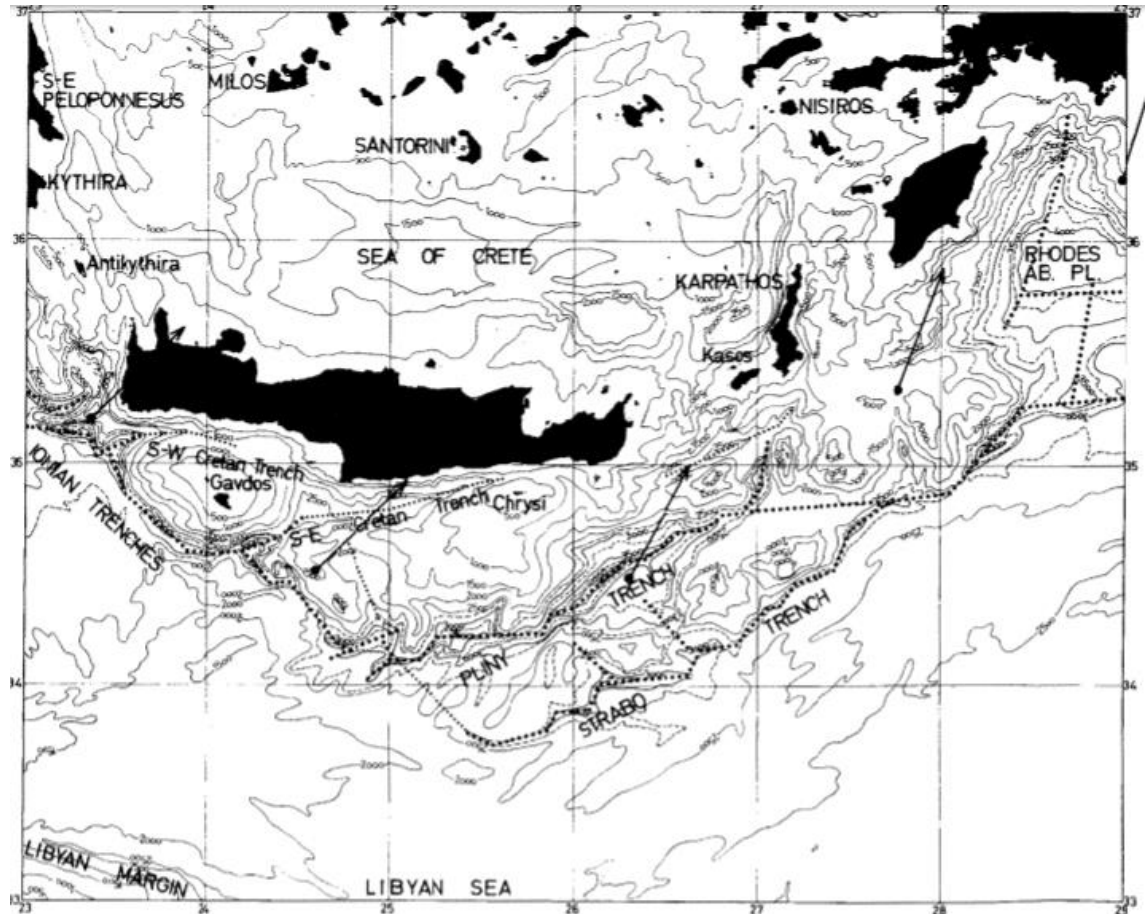


Obrázek 6: Topografie helénského příkopu (zdroj: *Ballini et al. 2015, 38*)

Helénský oblouk je v současnosti rozdělován do tří zón s různými kinematickými vlastnostmi. V severozápadní části egejského regionu, který tvoří hranici mezi africkou a egejskou deskou, dochází ke kolizi dvou kontinentů. Dochází zde ke kontaktu Helenid a apulské platformy (africká část). Hranice mezi těmito regiony je v současnosti formována pravobočným kefalónským transformním rozhraním⁶ Další část helénského oblouku zahrnující Krétu a Rhodos (obr. 7) byla od raného pliocénu spojována s levotočivým horizontálním posunem podél Pliniova a Strabónova příkopu. Mezi těmito dvěma regiony probíhá aktivní subdukce podél helénského oblouku (*Kokinou et al. 2008, 9*). Okraj subdukce byl lokalizován zhruba 200 km jižně od Kréty a na sever od pobřeží Libye. Sedimenty ze zanořující se desky se akumulovaly v

⁶ Transformní zlom - horizontální posun v oblastech při oceánských hřbetech vznikající především akrecí oceánské litosféry. Některý transformní zlom může být i hranicí litosférické desky. Zdroj: http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?transformni_zlom

komplexu středomořského hřbetu a vytvořily široký akreční klín nacházející se mezi Afrikou a Krétou (*Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 5*).



Obrázek 7: Batymetrická mapa jižní části helénského oblouku (zdroj: *Pichon - Angelier 1979, 12*)

Deformace hlavní desky v oblasti Peloponésu a v průlivu ostrovů Kythéra a Antikythéra je spojena s komplexním systémem obloukové paralelní a normální extenze a silnou kompresí, která je kolmá k heléenskému příkopu (*Kokinou et al. 2008, 9* *Kokinou – Kamberis 2009, 356*). Pod touto oblastí se subdukční zóna mírně svažuje

v severovýchodním směru a poté dále na severovýchodě její sklon narůstá pod zálivem Argolikos (*Hatzfeld et al. 1993, 799*).

5. Kréta

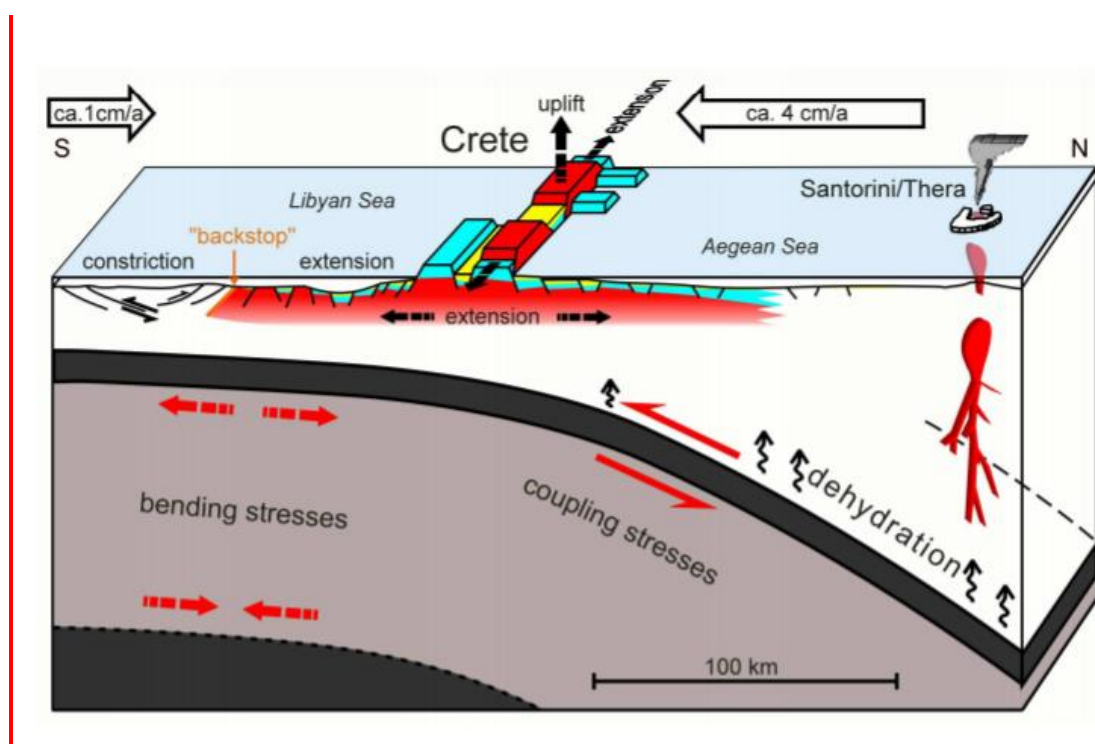
Kréta je hornatý ostrov s rozlohou 8261 km² nacházející se v jižní části egejského moře (*Sarris et al. 2005, 1043, 1044*). Ostrov je součástí helénského sedimentárního oblouku, který se zformoval díky subdukci africké desky pod desku egejskou (viz výše), (*Higgings – Higgins 1996, 196*). Ostrov má podélný tvar o rozměrech 260 km podél západovýchodní osy a maximální šířku 60 kilometrů v severojižním směru. Menší šířky jsou známé ze specifických částí ostrova. Jedná se například o oblast Ierapetra s šířkou pouhých 12 km (*Sarris et al. 2005, 1043*)

Na západě tvoří hranici ostrova Myrtejské moře. Zde díky subdukci africké desky dosahuje mořské dno pouze 600 m hloubky, zatímco na východě, kde hranici ostrova tvoří moře okolo ostrova Karpathos, dosahuje mořské dno hloubky zhruba 1000 m. U severu Kréty na dně Krétského moře se dno svažuje až do hloubky 2200 m. Tato pánev byla zformována rozšiřováním zaobloukové pánve, když se subdukční zóna posunula zpět na jih. Nicméně není tvořena hlubokou oceánskou kůrou, jaká se nachází například za Japonskem, ale kůrou kontinentální. Na severu od této pánve leží Kyklady, zahrnující vulkanické ostrovy Théra a Melos. Na jihu je ostrov ohraničen Libyjským mořem. Zde mořské dno strmě klesá ve vzdálenosti 5-10 km, přes sérii zlomů orientovaných ve směru východ-západ do hloubky přesahující 2 000 m. Jižněji leží široký středomořský hřbet, který se tlakem zformoval před subdukční zónou. Zhruba 300 km jižně od Kréty se nachází Afrika (*Higgins – Higgins 1996, 196, 197*). Kréta

(stejně tak jako jižní egejská oblast) se pohybuje přibližně 3 centimetry za rok směrem na jih a vzdaluje se tak od severního Řecka. Afrika se naopak pohybuje rychlostí 1 centimetr za rok směrem na sever. Obě oblasti se tak k sobě přibližují rychlostí zhruba 4 cm za rok. Ke všem těmto pohybům dochází na zlomech, které se vytváří z důvodu subdukce africké litosférické desky pod desku evropskou. S těmito pohyby jsou často spojeny zemětřesení, která na ostrově nejsou neobvyklá⁷.

Ostrov se vyznačuje přítomností před-alpínských a alpínských hornin, které tvoří komplex příkrovů, a pozdně alpínských sedimentů z období neogénu, které vyplňují pánve mezi pohořími (viz Geologie Kréty), (Sarris et al. 2005, 1044).

5.1 Formování Kréty



Obrázek 8: Schematický obrázek zachycující helénskou subdukční zónu spolu s geografickým a tektonickým uspořádáním Kréty v centrální části ne vulkanického oblouku (zdroj: Seidel 2003, 5)

⁷ Geology of Sitia Aspiring Geopark – report on geology web. Dostupné online na: http://www.sitia-geopark.gr/media/26873/snp_report_on_geology_web.pdf

V období raných a středních druhohor byla většina Řecka i s Krétou pod vodou a nahromaděným mořským sedimentem. Tyto sedimenty byly nadzvednuty a zformovaly většinu z řecké, kykladské a krétské masy. Tato progresivní tvorba, jež byla součástí alpského horského budování, začala na východě v období pozdní křídly před 70 miliony let a skončila na západě v období miocénu před 25-10 miliony let (*Rackham – Moody 1996*, 16). Masa hornin, kterou vytvořila orogeneze a konvergence litosférických desek však neměla mít dlouhého trvání. Zemská kůra, která se může zdát na první pohled stabilní (protože je tvořena z pevných hornin), je z hlediska geologického času citlivá a proměnlivá. Čím více se rozrůstala horská pásma Kréty, tím více nestabilní se stávala. Navíc došlo v útrokách země k zvláštnímu a vzácnému jevu. Vápencové a fylito-kvarcitové skupiny, jenž byly překryty dalšími příkrovy dosáhly hloubky větší než 30 km v hlubinách Země. Jejich velká hustota jim však neumožnila zůstat uvnitř příliš dlouho a tak zhruba před 15 miliony let začala jejich cesta na povrch. Jednotná suchá půda na jihu Aegais (velepoušť spojující Afriku a Evropu) se začala rozdělovat na menší části. Velké zlomy se daly do pohybu a vytvořily tak místo pro vápencové a fylito-kvarcitové skupiny, které se díky těmto pohybům dostaly na povrch. Tak se nepřetržitá masa pevniny v oblasti dnešní Kréty rozdělila na menší části, jejichž výška a šířka se měnila v průběhu následujících 10 milionů let. Moře pokrývalo rozsáhlé části dnešní Kréty a nové měkké sedimenty se v té době rozprostíraly v hlubinách. S těmito horninami se dnes setkáváme v kotlinách ostrova. Jsou tvořeny mramory, pískovci a žluto-bílými vápenci. Během posledních dvou milionů let byla Kréta vyzdvižena a dosáhla zhruba dnešního tvaru⁸. Na konci pliocénu nebo na začátku

⁸ Geology of Sitia Aspiring Geopark – report on geology web. Dostupné online na: http://www.sitia-geopark.gr/media/26873/snp_report_on_geology_web.pdf

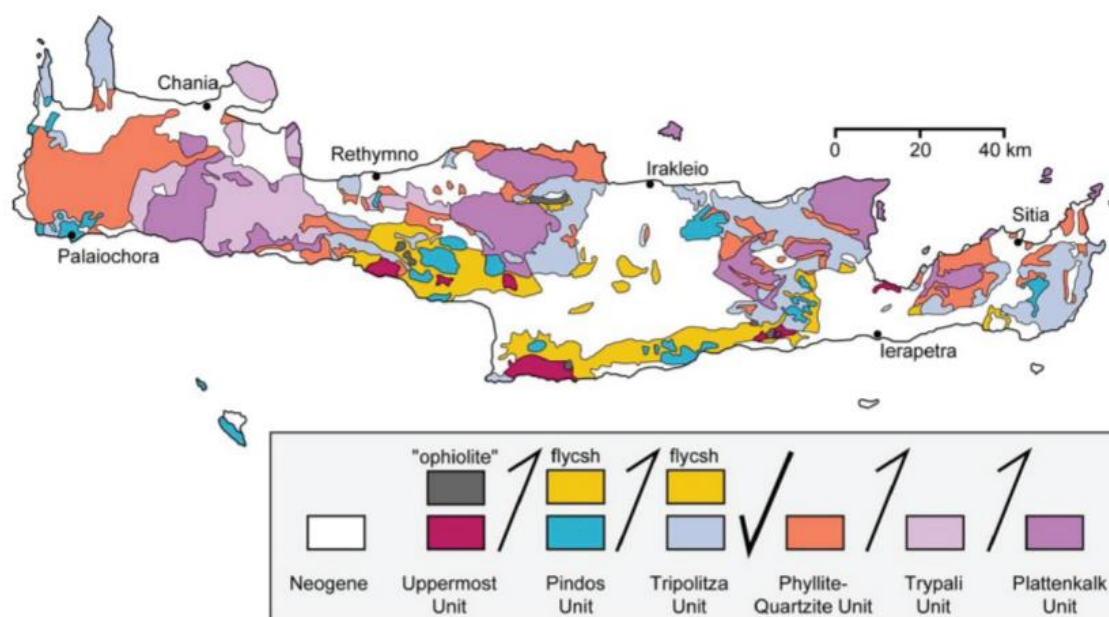
pleistocénu zhruba před 2 miliony let se zformovaly na severu a severovýchodě Kréty tři hluboké příkopy a permanentně oddělily Krétu od pevniny. Od středního pleistocénu do období středního holocénu nastala v období 600 000 - 5 000 let př. n. l tektonicky klidná perioda. Byla to doba velkého zalednění. Voda v ledovcích způsobovala nárůst a pokles mořské hladiny. Pokles hladiny moře ztenčil mezeru mezi Krétou a pevninou, ale nikdy ji zcela neuzavřel (*Rackham – Moody 1996*, 16). V průběhu poslední doby ledové zhruba před 130 000-20 000 tisíci lety nastalo několik chladných výkyvů (pleniglaciálů) a několik teplejších (interstadiálů). Ledovce se nacházely na nejvyšších vrcholcích řeckých a tureckých hor na pevnině a ostrovech Kréty. Nízká hladina vody způsobovala, že řečiště řek byla příkrá a docházelo zde k silné erozi. Hory byly hluboce vykrajované erozí, díky čemuž se objevila široká údolí. Na konci poslední glaciální periody bylo oteplování doprovázeno rapidním zvýšením mořské hladiny. Voda zaplavila údolí, díky čemuž se vytvořily hluboké zátoky, které byly rychle zaplněny sedimenty z řek. Tuto krajinu, pozměněnou postglaciálními vlivy vidíme v oblasti Řecka dodnes (*Higgins, M – Higgins, R 1996*, 23). Během posledních dvou milionů let tak byla Kréta vyzdvížena a dosáhla zhruba dnešního tvaru. Kréta je nicméně místem, které je stále v pohybu a neustále se mění (obr. 8). Mnoho ze zlomů, které v minulosti utvářely podobu ostrova, je stále aktivních. Dochází tak jak k horizontálním tak i vertikálním pohybům půdy. Na mnoha místech na pobřeží je možné zachytit stopy po těchto pohybech, kdy byly staré pobřežní linie nadzvednuty o několik metrů nad současnou hladinu moře⁹. Jako další důkaz o zdvihu ostrova slouží uloženiny z období messinu, které jsou nalézány napříč ostrovem, někdy ve výškách přesahujících 1000 m. To naznačuje, že za posledních 5 milionů let došlo

⁹ Geology of Sitia Aspiring Geopark – report on geology web. Dostupné online na: http://www.sitia-geopark.gr/media/26873/snp_report_on_geology_web.pdf

k významnému zdvihu krajiny. Detailní biostratigrafická studie ukázala, že maximální zdvih od pliocénu po současnost činí 2000 metrů v oblasti centrální Kréty (*Meulenkamp et al. 1993*, 60, 66). Další studie za pomoci měření ^{14}C na terasách vytvořených mořem v oblasti západní Kréty odhalila, že po sérii zhruba deseti poklesů 150 km dlouhého bloku litosféry, který zahrnuje oblast pohoří Lefka Ori a ostrov Antikythéra, došlo v jihozápadní části Kréty ke zdvihu až o 10 m (později upraveno na 6-9 m) během jediné události (*Pirazzoli et al. 1982*, 27). Tato událost je spojována s ničivým zemětřesením z roku 365 n. l. (*Pirazzoli et al. 1992*, 371).

Epicentrum tohoto zemětřesení bylo na základě zdvihu ostrova lokalizováno poblíž jihozápadního konce Kréty. Magnituda povrchových vln tohoto zemětřesení byla vypočítána pomocí hodnoty tohoto posunu na 8,1. Za pomoci délky zlomu a magnitudy povrchových vln pak byla vypočtena magnituda 8,5. Zatímco makroseismické informace udávají hodnotu 8,2 pro magnitudu tohoto zemětřesení. Průměr těchto tří hodnot ($M_s = 8,3 \pm 0,2$) byl tedy určen jako povrchová magnituda zemětřesení. To znamená, že se jednalo o největší známé zemětřesení ve východním Středomoří a o jedno z největších známých v západní Euroasii. Archeologické výzkumy odhalily, že toto zemětřesení způsobilo destrukci města Gortyn vzdáleného 150 km od epicentra. Na základě této hodnoty (vzdálenost od epicentra) a povrchové magnitudy zemětřesení byla odvozena intenzita tohoto zemětřesení pro město Gortyn $I = 8.4$ na modifikované Mercalliho stupnici (obr. 16), (*Papazachos 1996*, 896, 897).

5.2 Geologie Kréty

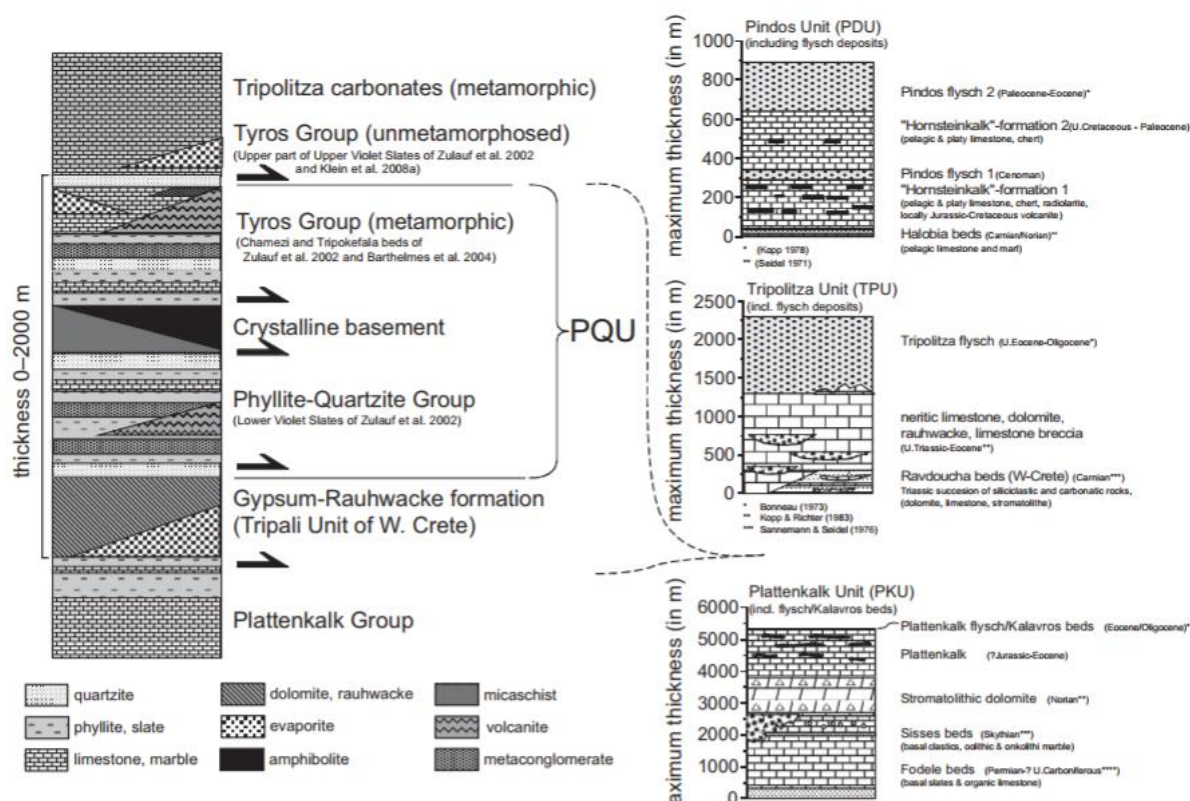


Obrázek 9: Zjednodušená geologická mapa Kréty (zdroj: *Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 8*)

Podklad Kréty tvoří série příkrovů reprezentující horniny z několika rozdílných prostředí (obr. 9, 10). Horniny těchto příkrovů byly původně uloženy na sever od Kréty. Kompresní pohyby začaly v období pozdní jury s formováním nejvrchnějších příkrovů. Bloky příkrovů byly posouvány dále na jih, přidaly se tak k nim spodní příkrovy a během oligocénu dosáhly oblasti dnešní Kréty. Původně se tyto příkrovy rozkládaly horizontálně do vzdálenosti několika stovek kilometrů. Během alpinského vrásnění však došlo k jejich stlačení na zhruba 6 kilometrů silnou vrstvu (*Higgins – Higgins 1996, 197*).

Mořské sedimenty jsou většinou bohaté na uhličitán vápenatý a z toho důvodu jsou horniny na Krétě tvořeny ze 60-70% uhličitany. To znamená, že jsou zdejší

horniny tvořeny vápencem, dolomitem a mramory, které je možné najít prakticky ve všech příkrovech, jež zformovaly ostrov¹⁰.



Obrázek 10: Tektonostratigrafie hlavních příkrovů na Krétě (zdroj: Craddock et al. 2009, 177)

Tektonický sled vrstev na Krétě je dobré, představit si jako celek složený ze tří částí, tyto jednotlivé části jsou tvořeny sledy jednotlivých příkrovů a sedimentárních hornin (Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 8, 9). První část tvoří jemnozrnný deskovitý vápenc (někdy nazýván příkrov Ida), který je nejspodnější tektonickou jednotkou Kréty. Mnoha autory je považován za autochtonní či para-autochtonní. Tento příkrov obsahuje charakteristické hliznaté metamorfované rohovce a vrstvy deskovitých rohovců, které jsou uloženy v rekrystalizovaných vápencích a dolomitech. Na základě obsahu fosilií je

¹⁰ The Geological Heritage of Psiloritis dostupné online na: <http://www.psiloritis-natural-park.gr/sites/default/files/The%20Geological%20Heritage%20of%20Psiloritis.pdf>

tato skupina zařazována do období pozdního permu až oligocénu. Nad tímto příkrovem se nachází tzv. příkrov Tripaly. Tento termín byl zaveden v roce 1975 k popsání uhlíkatých hornin: dolomitů, dolomitických vápenců, vzácně čistých vápenců, uhlíkatých brekcií a travertinu, stejně tak jako bílého mramoru s lesklou texturou, které se vyskytují zejména na západní Krétě. Masa výše zmíněných hornin byla vystavena rozdílným stupňům rekrystalizace. Litologická evoluce příkrovu Trypali společně s nalezenými fosiliemi řas a korálů vedla vědce k názoru, že došlo k jejímu ukládání v sedimentačním prostředí mělkých vod (*Manoutsoglou – Steiakakis 2012, 1394, 1395*).

Nicméně, na většině území Kréty následuje nad příkrovem deskovitého vápence příkrov fylitů-kvarcitů. Jsou to horniny, které byly metamorfovány podobně jako deskovitý vápenec uvnitř země ve velké hloubce a za velkého tlaku¹¹. Maximální povrchové rozšíření tohoto příkrovu metamorfovaných hornin nalezneme na západní Krétě. Jejich stratigrafická tloušťka byla odhadnuta přibližně na 2150-2800 m (*Manoutsoglou – Steiakakis 2012, 1394*). Příkrov obsahuje širokou škálu hornin jako například: břidlice, fylity, křemence, mramory a sádrovce. Tyto horniny tvořily původně sedimenty v oceánu Tethys. Nicméně stejně tak se zde můžeme setkat se staršími původně vulkanickými horninami jako andezity a ryolity, které byly přeměněny na zelenou břidlici. Nejvíce zajímavou a nejstarší skupinu (380 milionů let) tvoří břidlice z oblasti Siteia, uvnitř kterých jsou rovněž zajímavé minerály jako například krystaly granátu¹².

Druhou část sledu vrstev tvoří před miocénní akreční jednotky, ty oddělují od prvního sledu jeden až dva kerné poklesy probíhající pod nízkým úhlem (*Rahl – Fassoulas –*

¹¹ The Geological Heritage of Psiloritis dostupné online na: <http://www.psiloritis-natural-park.gr/sites/default/files/The%20Geological%20Heritage%20of%20Psiloritis.pdf>

¹² The Geological Heritage of Psiloritis dostupné online na: <http://www.psiloritis-natural-park.gr/sites/default/files/The%20Geological%20Heritage%20of%20Psiloritis.pdf>

Brandon 2004, 9). První stratigrafickou jednotkou tohoto sledu je tzv. příkrov Tripolitza. Tento příkrov se skládá ze sekvencí karbonátových platform pocházejících z období svrchního triasu až středního eocénu, které jsou překryty flyšem z pozdního eocénu až oligocénu (*Manoutsoglou – Steiakakis 2012, 1395, 1396*). Následuje příkrov Pindos, který se sestává z pelagických usazenin, jako jsou rohovce, radiolarity, vápence a prachovce z období triasu až jury. Stejně tak se zde nachází flyše ze svrchní křídy, deskovité vápence z období paleocénu a flyše ze svrchního paleogénu/ eocénu (*Sarris et al. 2005, 1044*). Nejsvrchnějším příkrovům dominují horniny bohaté na uhličitany, ofiolity a turbidity bohaté na křemík (*Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 9*). Tento příkrov reprezentuje jednu nebo několik narušených částí oceánského dna a jeho překrývající sedimenty, jež byly vytaženy na povrch kontinentální kůry (*Higgins – Higgins 1996, 197*).

Do poslední, třetí části patří post-alpínské horniny, které se na Krétě objevují ve formě sedimentárních hornin, jež se utvářely od středního miocénu až do současné doby (*Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 9*). Objevují se zejména v pánvích, které vybíhají ve směru východ- západ nebo ve směru sever-jih (*Sarris et al. 2005, 1044*). Tyto sedimenty jsou rozdělovány do šesti skupin, které je možné najít prakticky po celé Krétě (*Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 9*). Nejstarší tzv. skupina Prina se skládá z brekcí tmavého vápence a konglomerátů. Výchoz těchto sedimentů se nachází například v oblasti Topolia na západ od oblasti Chania. Horniny tzv. skupiny Tefeli byly uloženy na podložních horninách a skládají se z konglomerátů, které reflektují usazování ve sladkovodních, brakických a mořských prostředích. Tyto sedimenty se objevují např. v oblasti Chania a v centrální Krétě (*Sarris et al. 2005, 1044*). Tzv. skupina Vrysses se skládá s bioklastických vápenců s přidruženými laminovanými slíny

(*Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 9*). Tato skupina obvykle překrývá skupinu Tefeli. V několika případech však leží na podložních horninách jako například u vesnice Vrysses (odtud jméno) na západ od Chanie. Tzv. skupina Hellenikon byla uložena ve stejném období jako skupina předchozí, tedy v období messinu, a to díky zdvihu ostrova a erozi (*Sarris et al. 2005, 1044, 1045*). Skládá se z načervenalých jezerních či říčních konglomerátů a říčních potažmo jezerních sedimentů obsahujících sádrovec. Na skupinách Vrysses nebo Hellenikon leží tzv. skupina Finikia (*Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 10*). Skupina se ve své spodní části skládá ze slínových brekecií a poté z bílých slínů a jílů. Někdy se u této skupiny mohou vyskytnout i diatomitové proplástky. Díky erozi sedimentů v oblasti heraklionské pánve se do oblasti mesarské pánve dostaly hrubé, obvykle načervenalé, nemořské konglomeráty a písky, které tvoří tzv. skupinu Agia Galini. Tato skupina reprezentuje nejmladší horniny na Krétě z období neogénu (*Sarris et al. 2005, 1045*).

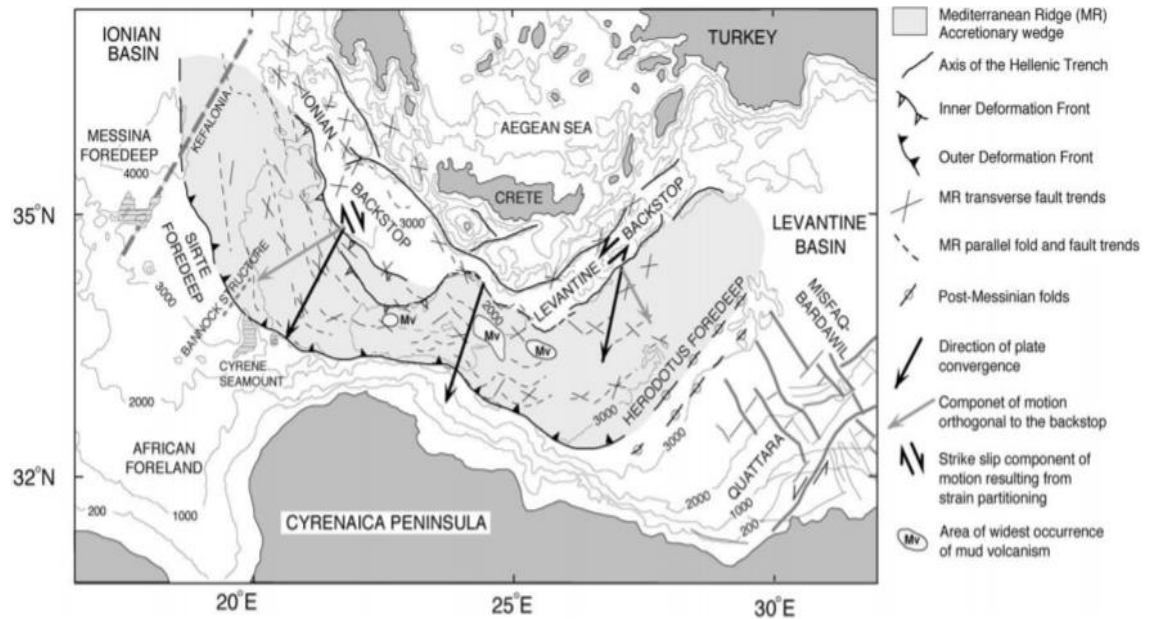
Na Krétě se rovněž nacházejí mořské terasy a kontinentální uloženiny, které se dále nijak formálně nerozdělují a překrývají pre-neogenní a neogenní horniny (*Rahl – Fassoulas – Brandon 2004, 9*).

5.3 Seismicita v oblasti Kréty

Podle tomografických studií seismicita široké oblasti okolo Kréty koresponduje s částí zanořující se litosférické desky, která vybíhá skrz přechodovou zónu a do spodního pláště pod Evropou. Středomořský hřbet se skládá z nahromaděných sedimentů ze zanořující se africké desky. Mezi Krétou a středomořským hřbetem se vyskytuje série depresí vybíhajících ve směru východ- severovýchod (helénský příkop,

Strabonův příkop, Pliniův příkop, Ptolemaiův příkop), (*Kokinou et al. 2008*, 10). V dřívějších studiích je možné se dočíst, že tyto deprese byly považovány za aktivní subdukční zóny, nicméně pozdější studie ukázala, že okraj akrečního klínu leží podél jižního okraje Středomořského hřbetu (*Kastens 1991*, 27). Někteří autoři navrhují, že tyto deprese mohou označovat zlomy s levotočivým horizontálním posunem, které jsou spojeny s tektonickým únikem Turecka (*Huguen et al. 2001*, 46). Nicméně přímé důkazy, vysvětlující zformování těchto depresí chybí (*Rahl – Fassoulas – Brandon 2004*, 5). V současné době je zajímavý rozdíl mezi seismicitou u Iónského příkopu, který se nachází jižně od západní Kréty a Ptolemájským příkopem nacházejícím se jižně od střední Kréty. Egejská litosféra je seismicky aktivní v oblasti Ptolemájského příkopu, zatímco v blízkosti Iónského příkopu je prakticky neaktivní (*Meier et al. 2004*, 166).

Severně od Kréty tomografie klesá do tenké kontinentální kůry Krétského moře, kde se zhruba 100 km od Kréty nachází vulkanický oblouk (*Makris – Stobe 1984*, 361). GPS a seismické studie ukázaly, že se jižní egejská oblast a Kréta pohybují spolu jako ucelený blok (obr. 11). Rozdílný pohyb egejského bloku a evropské pevniny indikuje zóna extenze. Kréta a jižní egejská oblast se vzdalují od Evropy rychlostí zhruba 3 cm za rok, zatímco Afrika se pohybuje směrem dopředu (tedy k Evropě) rychlostí zhruba 1 cm za rok (*Jackson 1994*, 246, 355). Z toho důvodu je moderní míra konvergence v oblasti helénské subdukce odhadována na 4 cm/r (*Rahl – Fassoulas – Brandon, 2004*, 6).



Obrázek 11: Mapa hlavních tektonických a kinematických znaků v oblasti středomořského příkopu

(zdroj: Costa et al. 2004, 881)

Měření mikroseismicity v oblasti východní a střední Kréty umožňuje lokalizaci seismicky aktivních zón ve velkém detailu. V oblasti Kréty bylo díky těmto měřením zjištěné několik aktivních zón (Meier et al. 2004, 166). Významná seismická aktivita menších magnitud, je charakteristická pro příbřežní a pevninskou oblast Kréty (Kokinou et al. 2008, 15). Vysoká seismicita okolo rozhraní mezi africkou a egejskou deskou značí tektonickou aktivitu v oblasti, která se soustřeďuje podél rozhraní mezi 20 až 40 km hloubky. Laterální šířka této seismogenní zóny se pak pohybuje mezi 40 až 100 km. Na západní straně Kréty, kde se africká deska zanořuje pod menším úhlem než ve středu ostrova, je tato zóna širší (Meier et al. 2004, 166). Nezápadnější část Kréty je charakterizována orientací epicenter zemětřesení severojižním směrem. Zatímco ve zbytku ostrova převládá orientace epicenter ve směru východ-západ (Kokinou et al. 2008, 15). V roce 365 n. l. se západně od Kréty objevilo doposud nejsilnější známé

zemětřesení v oblasti východního Středomoří s magnitudou povrchových vln $M_s = 8,3 \pm 0,2$ (Papazachos 1996, 896, 897).

Druhá tektonicky aktivní zóna se nachází v egejské litosféře jihovýchodně od centrální Kréty v oblasti Ptolemajského příkopu. Dochází zde k pozorování velké seismické aktivity v zóně, která vybíhá z oblasti tektonických zemětřesení v hloubce zhruba 30 km do dalších úrovní zemské kůry (Meier et al. 2004, 166). Z oblasti nacházející se jihovýchodně od Kréty nejsou známa zemětřesení s magnitudou větší než 6,5 za posledních 200 let. Nicméně historické záznamy nás informují, že se zde vyskytlo několik zemětřesení s magnitudou větší než 7,2 během posledních čtyř století (Papazachos 1996, 898).

Třetí seismicky aktivní zóna se nachází zhruba 20 km pod Krétou. V této oblasti shluky hypocenter zemětřesení indikují zóny zanořující se severovýchodním směrem severně od Kréty a v centrální části ostrova pak zóny zanořující se jihozápadním směrem. Tato skutečnost koresponduje s hrást'ovým charakterem ostrova (Meier et al. 2004, 166). Severovýchodně od ostrova se v roce 1856 objevilo doposud nejsilnější středně hluboké zemětřesení v oblasti helénského oblouku s magnitudou $M_s = 8,2$ (Papazachos 1996, 899). V centrální části ostrova, zejména v oblasti Heraklionu, je seismická aktivita koncentrována podél východní okraje prefektury a v Messarské nížině na jihu. Seismicita pak rapidně klesá ve směru z východu na západ (Kokinou et al. 2008, 15). Pod Krétou byl rovněž zjištěn aseismický region na egejské desce ve hloubce zhruba 20 km. Na západní Krétě jižní a západní hranice tohoto regionu odpovídají pobřeží ostrova. Vlastnosti tohoto regionu tak mohou přispívat k tektonickému zdvihu ostrova (Meier et al. 2004, 166).

5.4 Seismické hazardy v oblasti Kréty

Zemětřesení s magnitudou 6 nebo 7 nejsou v Řecku ničím neobvyklým. Jsou však tři důvody, kvůli kterým způsobují tato zemětřesení relativně malé škody.

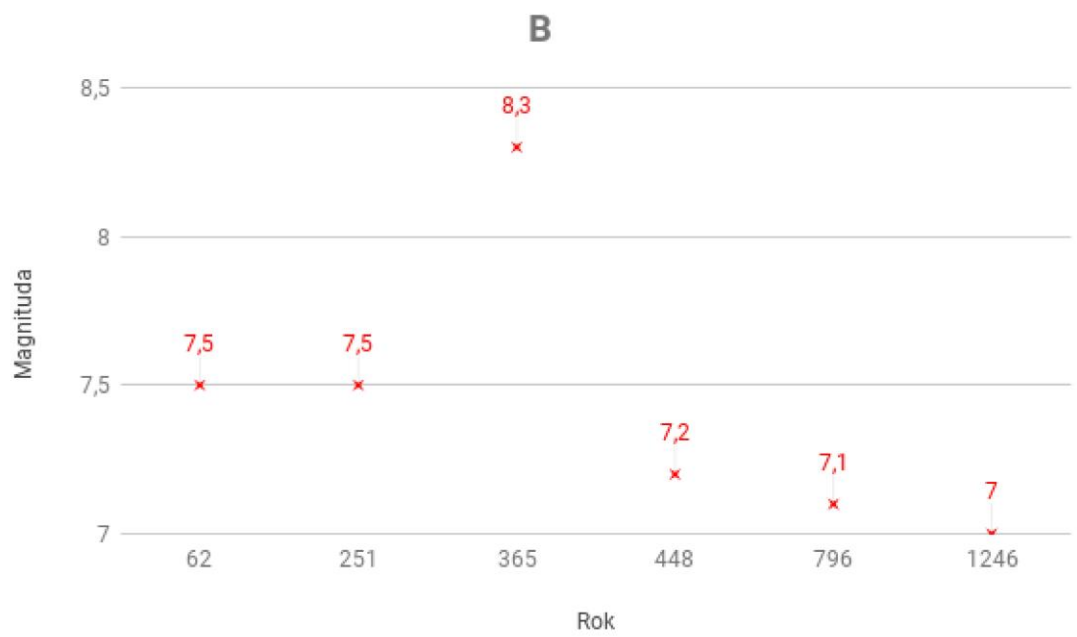
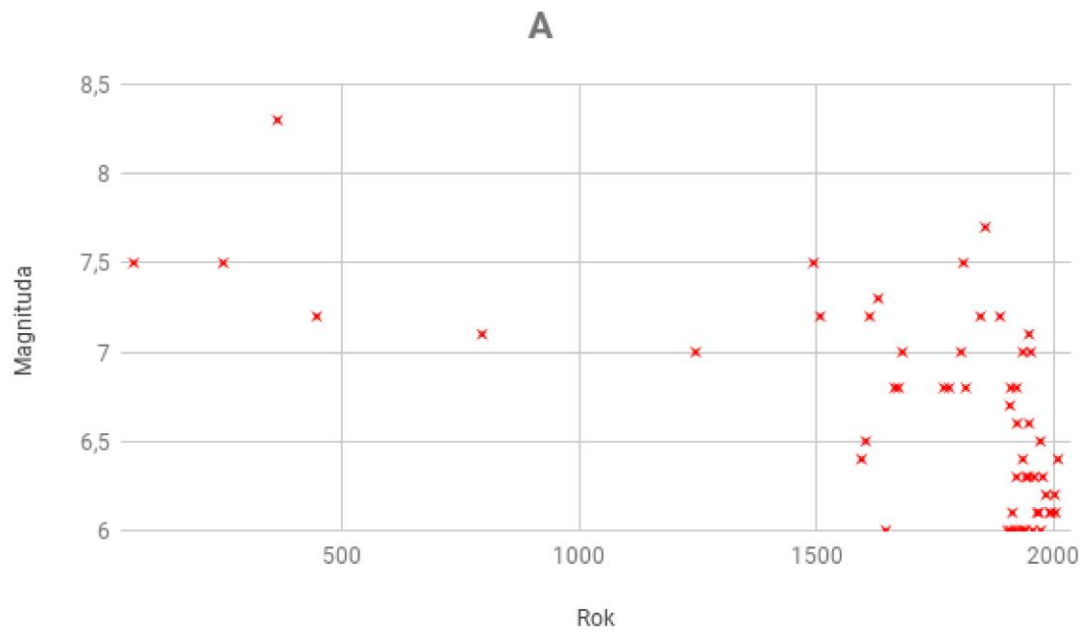
1. většina zemětřesení se tvoří pod mořem a než se seismické vlny dostanou do obydlených oblastí, jsou oslabeny.

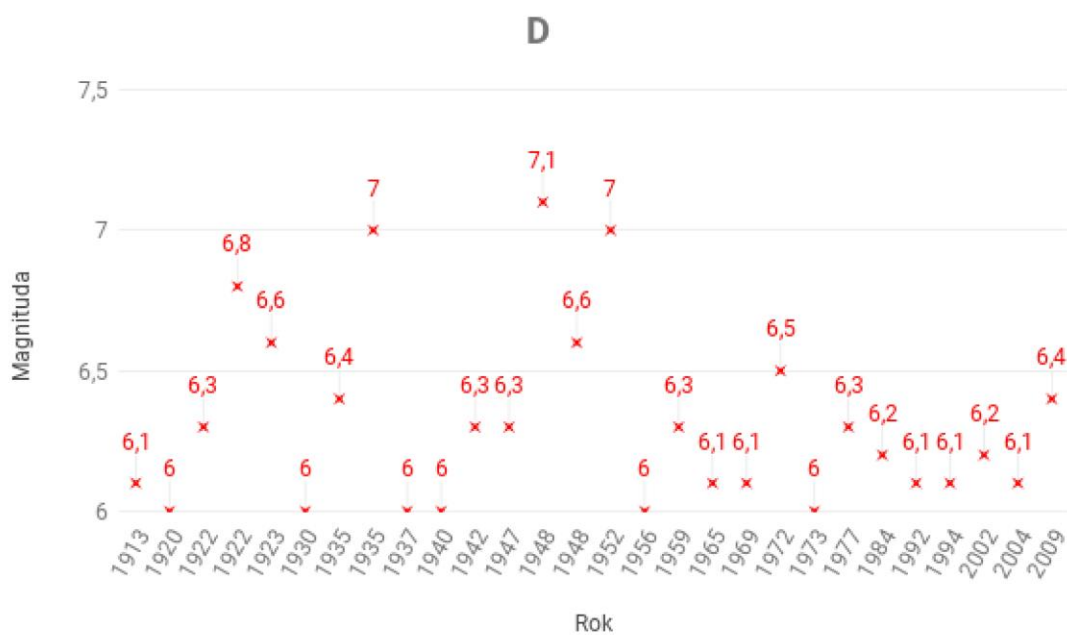
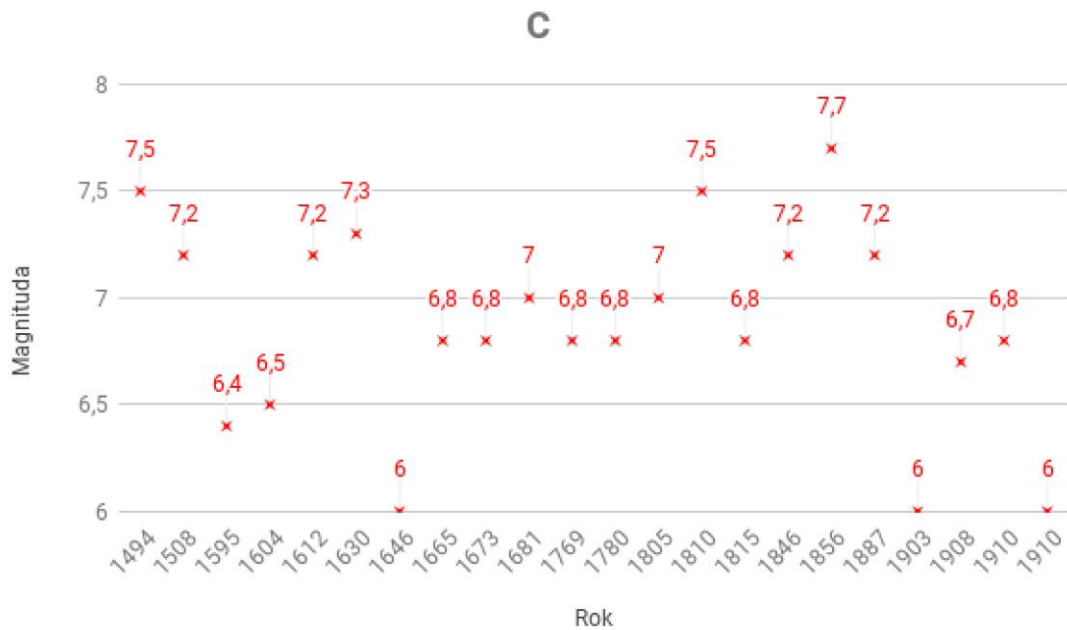
2. geologická struktura oblasti způsobuje rychlé oslabení seismických vln. K tomuto jevu dochází zejména v západním Řecku, kde střídání vrstev karbonátů a evaporitů dramaticky omezuje šíření seismických vln.

3. v Řecku a blízkém okolí se tradičně používají speciální konstrukční prvky, které snižují dopady zemětřesení (*Stiros 1997, 478*). Přesto se vyhodnocení možných rizik ve snaze omezení následků zemětřesení jeví být nezbytné. Nicméně zdejší komplexní tektonika tyto snahy komplikuje. Z toho důvodu je důležité pochopení tektonických procesů (popsaných výše), které způsobují zemětřesení v daných oblastech (*Papazachos et al. 1987, 597*). K ustanovení rizik spojených se zemětřeseními se používají jak přístrojové tak i historické záznamy (*Papazachos et al. 1987, 599; Tsapanos 2001, 1691*).

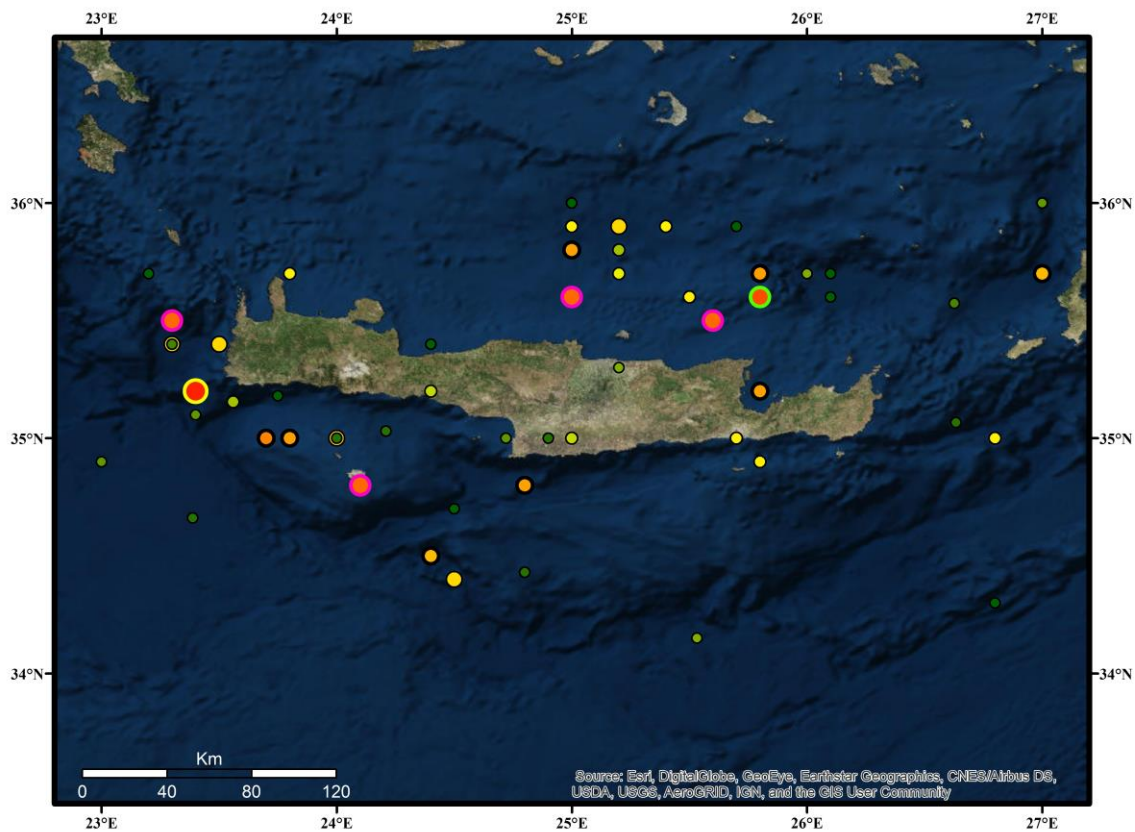
Historické zdroje poskytují rozmanitý obraz seismické aktivity napříč staletími. Vezmeme-li v úvahu známé historické popisy těchto událostí, pak se jejich časové rozložení jeví jako nerovnoměrné (obr. 12, 13, 14). Vyvstává tak otázka, jestli v dobách, ze kterých o zemětřeseních nemáme informace, skutečně k žádným výrazným událostem nedošlo, nebo k nim jen nejsou známé historické zdroje. V minulosti tak byly mnohé studie zabývající se seismickými nebezpečími nekompletní pro zemětřesení s dlouhými návratovými periodami a to zvláště v případě zemětřesení středních

magnitud. Vyrůstá tak potřeba po více důkladném a systematickém hledání doposud nepublikovaných zdrojů a větší spolupráci mezi seismology a historiky (*Kouskouna – Makropoulos 2004, 726*).





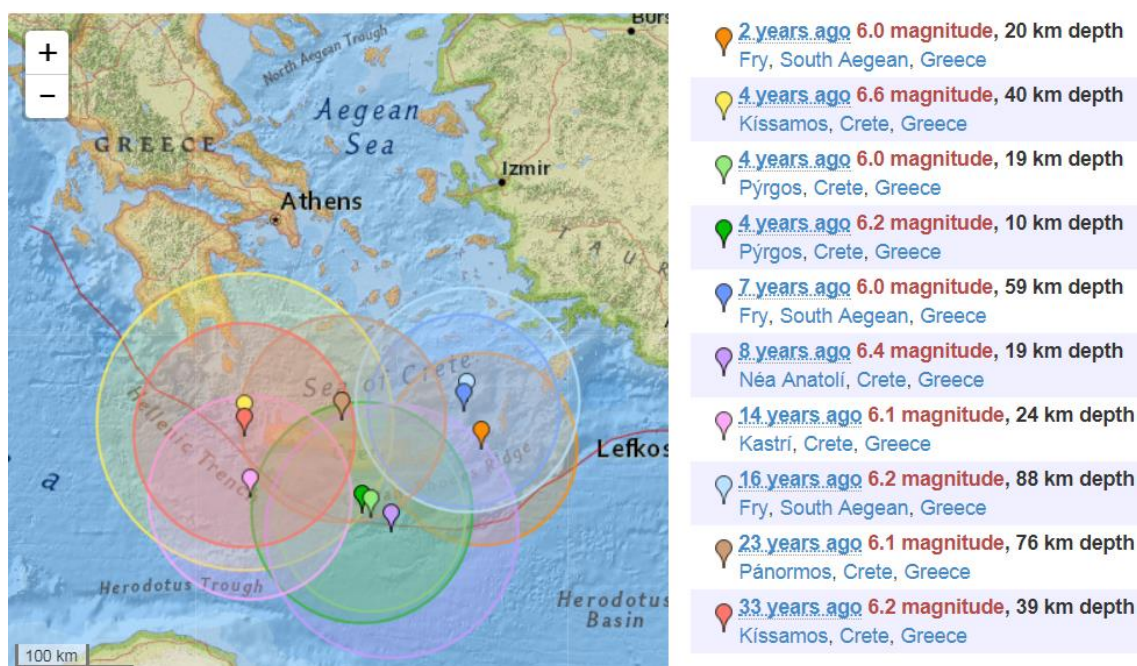
Obrázek 12, 13: Grafy A-D zachycují všechny známá zemětřesení s magnitudou 6+ pro oblast Kréty. Graf A zachycuje všechna známá zemětřesení s magnitudou 6+ v období 62 n. l až 2009. Graf B zachycuje období starověku a středověku. Graf C zachycuje období novověku do roku 1910. Graf D pak zachycuje období 1913-2009 (v tomto období se začínají používat seismografy). Jako podklad pro tyto grafy posloužily dva katalogy zemětřesení pro oblast Řecka pro období -550 př. n. l - 1999 n. l a 1901 - 2010 n. l (Papazachos et al. 2000, Papazachos et al. 2010). Pro oblast epicenter zemětřesení byly použity souřadnice 34.0° - 36.0° severní zeměpisné šířky a 23.0° - 27.0° východní zeměpisné délky (Podle: Tsapanos, 2001, 1703).



Obrázek 14: Mapa zemětřesení s magnitudou 6+ pro oblast Kréty. Pro mapu byly použity souřadnice: 34,0° - 36,0° severní zeměpisné šířky a 23,0° - 27,0° východní zeměpisné délky (podle: Tsapanos, 2001, 1703). Jako podklad pro data v mapě posloužily dva katalogy zemětřesení pro oblast Řecka pro období: 550 př. n. l - 1999 n. l a 1901 - 2010 n. l (Papazachos et al. 2000, Papazachos et al. 2010).



Výzkum zemětřesení, které předcházely 20 silným zemětřesením s magnitudou větší, než 6.0 ukázal, že několik let před těmito otřesy došlo k poklesu menších zemětřesení zhruba o 50% (Wyss – Habermann 1979, 1195). V roce 1987 vyšla studie zabývající se rizikem výskytu mělkých a středně hlubokých zemětřesení v egejské oblasti. Pravděpodobnost výskytu mělkých zemětřesení s $M_s > 6,0$ byla velmi vysoká pro všechny zkoumané oblasti včetně Kréty (Papazachos et al. 1987, 609). Tato skutečnost je v souladu s pozorováním zemětřesení v následujících letech (obr. 15).



Obrázek 15: Mělká (do 60 km) a středně hluboká zemětřesení s magnitudou $M > 6$ v oblasti Kréty za posledních 33 let

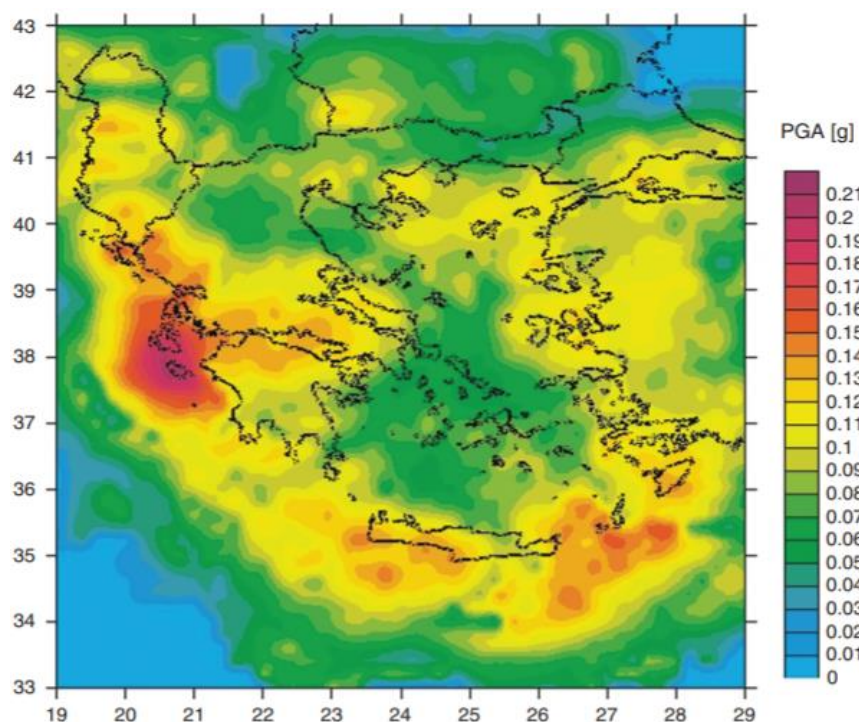
(zdroj: https://earthquaketrack.com/r/crete-greece/recent?mag_filter=6)

V egejském regionu se mělká zemětřesení s $M_s > 7,0$ vyskytují nejčastěji v oblasti Kréty. Pravděpodobnost výskytu takového zemětřesení je podle autorů nízká

v oblasti západní Kréty a naopak velmi vysoká v oblasti východní Kréty, protože se zde poslední velké zemětřesení událo v roce 1780 n. l, zatímco v oblasti západní Kréty v roce 1952 (*Papazachos et al. 1987, 609*). Co se týče mělkých zemětřesení s magnitudou $M > 8$ limituje vědce fakt, že se v moderní době zatím žádné takové neobjevilo. Známý jsou případy z let 365 n. l s magnitudou $M = 8,3$ a 1303 n. l s magnitudou $M = 8$ (*Papazachos 1996, 892*). Jejich návratová perioda tak činí zhruba 1000 let (*Kouskouna - Makropoulos 2004, 723*). V souvislosti s těmito zemětřeseními mohou být zvláště nebezpečné vlny cunami diskutované níže (*Papazachos 1996, 892*). Pro oblast Kréty bylo rovněž určeno vysoké riziko středně hlubokých zemětřesení s $M > 7,5$ v letech 1986-2006 (*Papazachos et al. 1987, 609, 610*). Nicméně k žádnému mělkému zemětřesení s magnitudou $M > 7$ ani středně hlubokému s magnitudou $M > 7,5$ zatím nedošlo (obr. 15). Nejsilnější středně hluboké zemětřesení bylo zaznamenáno v roce 1856 s magnitudou povrchových vln $M_s = 8,2$ (*Papazachos 1996, 899*). Jinde se pro něj uvádí momentová škála $M_w = 7,7 \pm 0,50$ ¹³.

V roce 2008 byla publikována mapa seismického ohrožení pro oblast Řecka a přilehlých oblastí podle maximálního zrychlení povrchu (PGA) g s 10% pravděpodobností překročení nejméně jednu za 50 let a odpovídající návratové periodě 475 let (obr. 16), (*Tsapanos 2008, 266,267*). Nabízí se zde tak porovnání s modifikovanou Mercalliho stupnicí (obr. 17)

¹³ Zdroj: European archive of historical earthquake data:
https://www.emidius.eu/AHEAD/event/18561012_0245_000



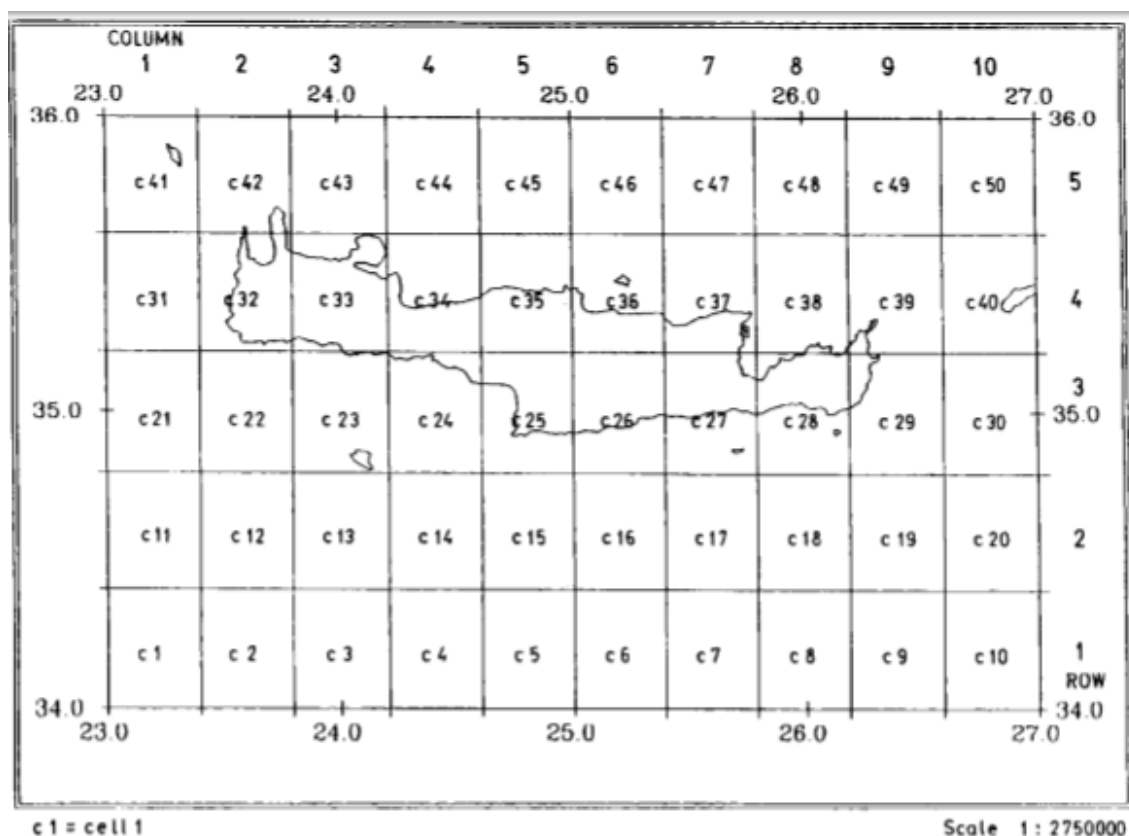
Obrázek 16: Mapa seismického ohrožení pro egejskou oblast (zdroj: Tsapanos 2008, obr. 10)

Instrumental Intensity	Acceleration (%g)	Velocity (cm/s)	Perceived Shaking	Potential Damage
I	< 0.17	< 0.1	Not Felt	None
II-III	0.17 - 1.4	0.1 - 1.1	Weak	None
IV	1.4 - 3.9	1.1 - 3.4	Light	None
V	3.9 - 9.2	3.4 - 8.1	Moderate	Very light
VI	9.2 - 18	8.1 - 16	Strong	Light
VII	18 - 34	16 - 31	Very Strong	Moderate
VIII	34 - 65	31 - 60	Severe	Moderate to Heavy
IX	65 - 124	60 - 116	Violent	Heavy
X+	> 124	> 116	Extreme	Very Heavy

Obrázek 17: Modifikována Mercalliho stupnice a ji odpovídající hodnoty zrychlení v % g

(zdroj: <http://www.cisn.org/shakemap/nc/shake/about.html#accmaps>)

Studie z roku 2001 pak určuje maximální magnitudy a návratové periody mělkých zemětřesení pro jednotlivé oblasti ostrova Kréta a přilehlé regiony. K ustanovení seismických rizik byla použita jak instrumentální tak historická data (konkrétně události z let 365 n. l, 765 n. l, 1494 n. l, 1508 n. l, 1612 n. l, 1629 n. l, 1780 n. l a 1805 n. l). Celá oblast byla pak rozdělena do 50 čtverců (obr. 18).



Obrázek 18: : Mapa Kréty a přilehlé oblasti rozdělena 50-ti čtverci na jednotlivé oblasti (Tsapanos 2001, obr. 3)

K jednotlivým čtvercům byla přiřazena jejich maximální pozorovaná magnituda a návratová perioda pro zemětřesení s magnitudami $M = 5$ a $M = 6$ (obr. 19). Pro účel této práce jsou nejdůležitější následující oblasti s palácovými stavbami: Oblast c36 (Knossos), c37 (Malia), c29 (Zakros), c25 (Phaistos). Jako problém se zde jeví absence dat pro návratové periody zemětřesení s $M = 6$ pro oblasti s paláci Malie (c37) a Zakro (c29). Přibližnou představu o návratových periodách pro jednotlivé oblasti si je však možné udělat z obrázků č. 20 a 21. Návratová perioda mělkého zemětřesení $M = 6$ (obr. 19, 21) pro oblast Knossu (c36), činí 2170, 4 let (*Tsapanos 2001*, 1691). Nicméně pro to, abychom si vytvořily lepší obrázek o seismických rizicích v daném regionu, musíme počítat rovněž se silnějšími mělkými zemětřeseními v oblasti, jako bylo například zemětřesení v roce 1508 n. l, jehož intenzita byla pro oblast nedalekého Heraklionu stanovena na modifikované Mercalliho stupnici jako 8^{14} a přibližně tedy odpovídá magnitudě $M = 6,0 - 6,9$ (tabulka č. 1). Stejně tak je nutné k seismickým hazardům v oblasti přičíst nebezpečí silných středně hlubokých zemětřesení, jako například zemětřesení z let 1810 n. l: $M_w = 7,5 \pm 0,50^{15}$ a 1856 n. l: $M_w = 7,7 \pm 0,50^{16}$. Navíc musíme počítat i s rizikem vzniku silných zemětřesení, které sice nemají epicentrum ve zkoumané oblasti, nicméně jejich následky byly i tak v případě Kréty ničivé. Jedná se například o zemětřesení z roku 1303 n. l ($M = 8,0$), (*Papazachos 1996*, 899). Uvedená tabulka (obr. 19) má tak pouze orientační charakter a je nutné k ní připočíst i další rizika. Například Manuel Sintubin a Simon Jusseret předpokládají, že pro oblast Kréty

¹⁴ Zdroj: European archive of historical earthquake data:
https://www.emidius.eu/AHEAD/event/15080529_0000_000

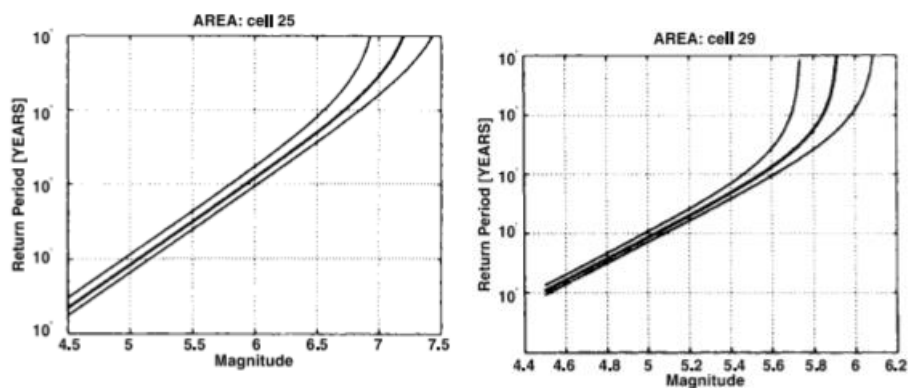
¹⁵ Zdroj: European archive of historical earthquake data:
https://www.emidius.eu/AHEAD/event/18561012_0245_000

¹⁶ Zdroj: European archive of historical earthquake data:
https://www.emidius.eu/AHEAD/event/18100216_2215_000

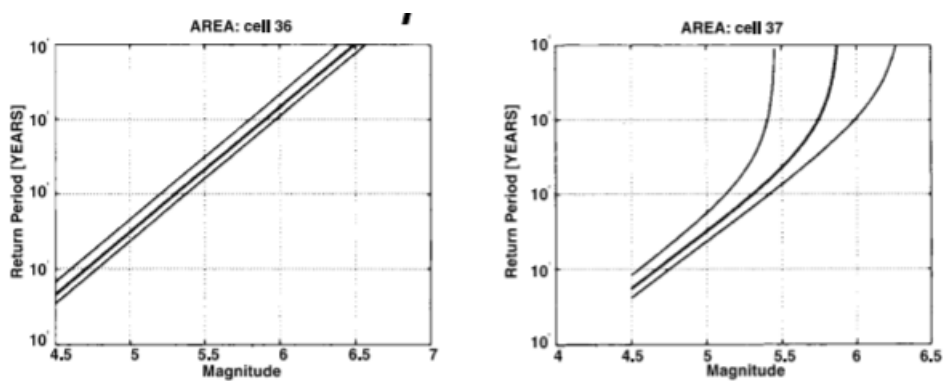
je pravděpodobnost, že se zde vyskytne minimálně jedno zemětřesení s magnitudou 6 a více, alespoň jednou za 100 let více než velká (Jusseret - Sintubin 2012, 740).

Cells	N	$\hat{M}_{max} \pm \sigma_{M_{max}}$	$\hat{\lambda} \pm \sigma_{\lambda}$	$\hat{\beta} \pm \sigma_{\beta}$	Return Periods RP (yrs)		
					M_{max}^{obs}	M = 5.0	M = 6.0
Cwhole*	701	8.51 ± 0.46	9.34 ± 0.38	2.68 ± 0.11	8.3	0.5	7.8
C2	8	5.97 ± 0.27	0.14 ± 0.05	2.34 ± 1.08	5.9	30.9	-
C4	6	7.20 ± 0.76	0.10 ± 0.05	1.26 ± 0.82	7.0	21.5	91.2
C5	5	5.72 ± 0.50	0.26 ± 0.18	3.83 ± 2.07	5.4	41.3	-
C6	30	6.18 ± 0.16	0.62 ± 0.12	1.98 ± 0.48	6.1	5.7	123.1
C7	10	5.48 ± 0.19	0.35 ± 0.11	2.81 ± 1.33	5.2	19.9	-
C8	14	5.42 ± 0.15	0.53 ± 0.15	2.77 ± 1.17	5.1	13.5	-
C9	17	5.51 ± 0.10	0.47 ± 0.12	1.97 ± 0.85	5.3	6.4	-
C10	7	5.63 ± 0.25	0.24 ± 0.09	2.72 ± 1.43	5.2	24.8	-
C11	9	5.70 ± 0.11	0.20 ± 0.07	1.76 ± 0.98	5.4	12.1	-
C12	5	5.37 ± 0.32	0.26 ± 0.12	3.12 ± 2.33	5.2	57.2	-
C13	23	6.17 ± 0.31	0.65 ± 0.14	2.43 ± 0.76	5.8	12.2	838.6
C14	10	6.25 ± 0.27	0.19 ± 0.06	2.66 ± 0.95	6.1	27.4	778.1
C15*	12	7.40 ± 0.32	0.64 ± 0.19	2.30 ± 0.68	7.2	6.2	64.6
C16	41	7.14 ± 0.27	0.69 ± 0.11	2.62 ± 0.42	7.0	7.0	101.2
C17	13	6.03 ± 0.15	0.29 ± 0.08	1.63 ± 0.72	5.7	10.5	913.1
C18	23	5.71 ± 0.22	0.45 ± 0.10	3.25 ± 0.82	5.6	17.0	-
C19	40	6.20 ± 0.18	0.85 ± 0.14	2.29 ± 0.44	5.9	4.9	122.9
C20	12	5.87 ± 0.19	0.25 ± 0.07	2.17 ± 0.89	5.5	17.0	-
C21	26	5.42 ± 0.13	1.16 ± 0.24	2.68 ± 0.85	5.3	5.9	-
C22*	44	8.44 ± 0.24	0.47 ± 0.09	1.31 ± 0.28	8.3	4.7	18.0
C23*	24	7.50 ± 0.39	0.35 ± 0.07	2.29 ± 0.48	7.2	11.3	114.5
C24*	17	7.40 ± 0.38	0.16 ± 0.05	2.64 ± 0.85	7.2	30.6	437.2
C25*	15	7.32 ± 0.31	0.45 ± 0.12	2.65 ± 0.72	7.2	10.9	158.3
C26	12	7.20 ± 0.36	0.35 ± 0.10	3.63 ± 0.97	6.8	25.3	960.0
C27*	16	7.60 ± 0.32	0.26 ± 0.07	2.88 ± 0.72	7.5	21.7	390.4
C28*	28	7.10 ± 0.27	0.52 ± 0.10	3.45 ± 0.66	7.0	15.1	485.7
C29	32	5.92 ± 0.18	0.91 ± 0.17	4.08 ± 0.77	5.6	12.9	-
C30	27	5.94 ± 0.21	0.98 ± 0.19	3.93 ± 0.80	5.7	11.1	-
C31	11	6.46 ± 0.27	0.66 ± 0.21	3.38 ± 1.05	6.2	11.6	446.1
C32	10	6.65 ± 0.17	0.36 ± 0.11	1.24 ± 0.57	6.5	6.5	34.6
C33	6	6.48 ± 0.18	0.08 ± 0.03	1.20 ± 0.81	6.0	27.3	168.3
C34	8	5.21 ± 0.19	0.13 ± 0.05	4.40 ± 3.08	4.9	3072.2	-
C36*	11	7.52 ± 0.31	0.22 ± 0.07	3.85 ± 1.16	7.0	46.2	2170.4
C37	10	5.89 ± 0.43	0.18 ± 0.06	3.43 ± 1.21	5.6	45.9	-
C38	11	5.75 ± 0.13	0.32 ± 0.13	1.54 ± 0.71	5.5	10.2	-
C39	29	5.90 ± 0.20	0.70 ± 0.13	2.77 ± 0.63	5.6	8.1	-
C40	22	6.03 ± 0.34	0.75 ± 0.16	3.02 ± 1.09	5.5	27.4	-
C41	7	6.18 ± 0.21	0.12 ± 0.05	1.62 ± 0.92	5.7	25.0	426.4
C43	6	5.42 ± 0.23	0.25 ± 0.10	4.49 ± 2.78	5.0	214.3	-
C46	5	5.61 ± 0.42	0.05 ± 0.03	1.95 ± 1.02	5.1	84.3	-
C48	20	6.25 ± 0.26	0.33 ± 0.08	1.30 ± 0.50	6.0	7.4	79.1
C49	8	5.73 ± 0.34	0.17 ± 0.06	2.40 ± 0.23	5.2	513.7	-
C50	11	5.43 ± 0.28	0.35 ± 0.11	3.95 ± 1.49	5.1	36.3	-

Obrázek 19: Tabulka pro jednotlivé oblasti Kréty: N reprezentuje počet událostí pro jednotlivé čtverce, M(max) značí maximální předpokládanou magnitudu pro danou oblast. Hodnoty b a l značí průměrnou seismickou aktivitu v jednotlivých regionech. M(obs/mas) značí maximální pozorovanou magnitudu v oblasti a RP návratovou periodu pro zemětřesení o síle M = 5 resp. M = 6 (zdroj: Tsapanos 2001, tab. 1)



Obrázek 20: Návrátová perioda zemětřesení pro region c25 (Phaistos) a c29 (Zakro). Prostřední křivka reprezentuje předpokládanou návratovou periodou, zatímco zbylé dvě možnou odchylku (zdroj: Tsapanos 2001, obr. 6d,e)



Obrázek 21: Návrátová perioda zemětřesení pro region c36 (Knossos) a c37 (Malia). Prostřední křivka reprezentuje předpokládanou návratovou periodou, zatímco zbylé dvě možnou odchylku (zdroj: Tsapanos 2001, obr. 6f)

M	E (J)	MCS
3,0 - 3,9	$9,5 \cdot 10^8 - 4,0 \cdot 10^{10}$	0 - III
4,0 - 4,9	$6,0 \cdot 10^{10} - 8,8 \cdot 10^{11}$	IV - V
5,0 - 5,9	$9,5 \cdot 10^{11} - 4,0 \cdot 10^{13}$	VI - VII
6,0 - 6,9	$6,0 \cdot 10^{13} - 8,8 \cdot 10^{14}$	VII - VIII
7,0 - 7,9	$9,5 \cdot 10^{15} - 4,0 \cdot 10^{16}$	IX - X
8,0 - 8,9	$6,2 \cdot 10^{16} - 8,8 \cdot 10^{17}$	XI - XII

Tabulka 1: Přibližné srovnání magnitudy zemětřesení (M) a jeho intenzity (MCS). Tabulka rovněž udává uvolněné množství energie (E (J)), (sestaveno podle: Brázdil et al. 1988, 143)

5.5 Sekundární dopady zemětřesení a vulkanismu: Cunami

Cunami [Japonsky: 津波 – kde první znak kandži (čti: cu) značí přístav a druhý (čti: nami) pak vlnu] jsou mořské vlny velmi dlouhých vlnových délek a period. Cunami jsou způsobovány jinou mechanikou než vlny přílivové nebo vlny vytvořené větrem. Jedná se o baterii o pěti až osmi zaznamenaných vlnách (*McCoy 2009, 87*). Vlny se vytvoří ve chvíli, kdy se přemísťená masa vody pod vlivem gravitace snaží znovu nabýt ztracené rovnováhy. Sloupec vody přitom kmitá ode dna oceánu až k hladině, což vysvětluje obrovskou energii, kterou sebou vlny nesou. To ovšem neznamená, že účinky cunami jsou stejné na všechny strany. Směrnost účinků záleží na mechanismu rozruchu, který vlny vyvolal a na geografii míst, kudy se vlny šíří (*Zedník 2006, 19*). Na otevřeném moři je výška vln nepatrná. Ve velké hloubce nejdou cunami často ani zachytit. Když však vstoupí do mělkých vod a blíží se k pevnině, jejich výška se rapidně zvětšuje. Rychlost vln se pak v mělkých vodách snižuje z rychlosti až 600 km/h na 6-10 km/h (*McCoy 2009, 87*). Doba mezi příchodem jednotlivých vln se pohybuje v rozmezí od 10 do 45 minut. Pustošivé přelévání vody sem a tam poté může trvat i několik hodin. Samotná hladina moře se poté může vrátit do původního stavu až za několik dnů (*Zedník 2006, 19*).

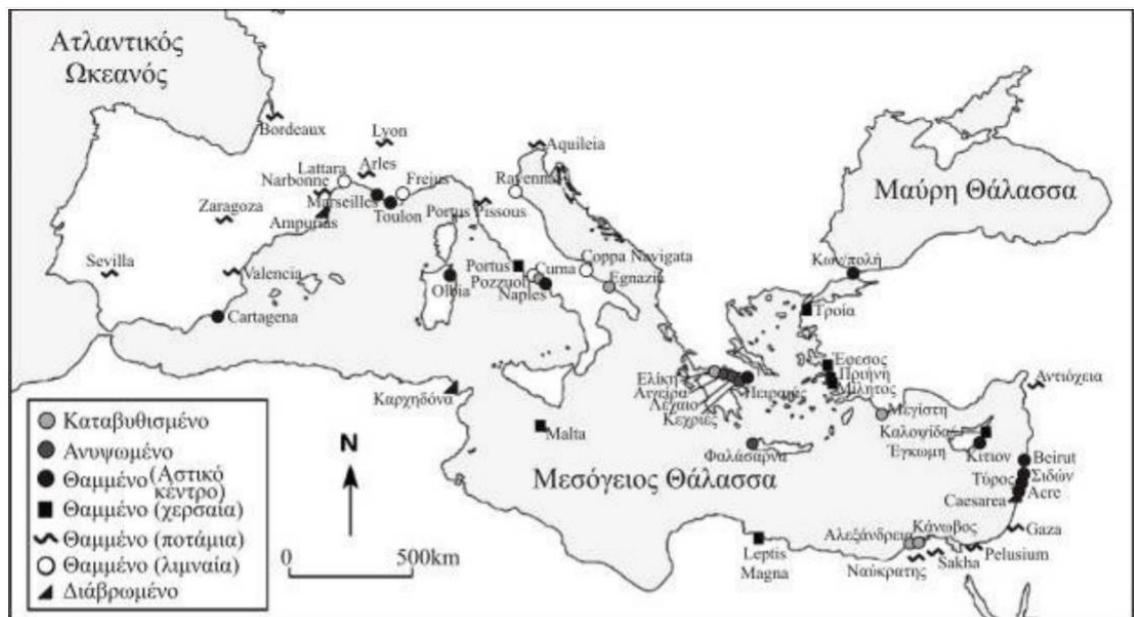
Nejčastější příčinou vzniku cunami jsou silná mělká zemětřesení vznikající pod mořským dnem, při kterých dojde k vertikálnímu posunu dvou bloků zemské kůry (*Zedník 2006, 19*).

Mezi nedávná zemětřesení, která vyvolala ničivé vlny cunami, patří zemětřesení v Indickém oceánu z roku 2004, při kterém zahynulo zhruba 160-300 tisíc lidí (*Frankenberg et al. 2011, 1; OSN 2007, 3*). Zemětřesení při pobřeží oblasti Tóhoku (Japonsko) z roku 2011, pak usmrtilo více než 16 tisíc lidí a i rok po této katastrofě bylo

stále 344 tisíc lidí bez domova (*Hasegawa 2013, 5*). Právě materiální škody v přímořských oblastech jsou dalšími z neblahých dopadů vln cunami. Zemětřesení na Aljašce z roku 1964 vyvolalo cunami, které na pobřeží Kalifornie způsobilo největší materiální škody za posledních 100 let. Vlny cunami mohou mít rovněž dopady na rybolov v zasažených oblastech. Například cunami z roku 1707 v Japonsku zničilo přes 1000 lodí v Ósacké zátocě (*Bolt et al. 1975, 132, 139*). Stejně tak tyto vlny mohou do jisté míry narušit mořský ekosystém v zasažené oblasti. V tomto ohledu však záleží na více faktorech. Důležitou roli hraje velikost cunami a morfologie zasažené oblasti (*Urabe et al. 2011, 1-6*). Například studie z roku 2010 zabývající se dopady cunami v Indickém oceánu na komunity mořských řas v Andamanském moři prokázala, že změny vyvolané cunami byly větší na místech čelícím otevřenému oceánu (*Whanpetch et al. 2010, 250*). Zajímavé informace o dopadech cunami z roku 2004 na rybolov v oblasti, přinesla zpráva OSN. Podle ní nesouvisel (až na výjimky) úpadek rybolovu v oblasti Aceh (Indonésie) a Srí Lanky s cunami, ale jednalo se spíše o dlouhodobý trend, na který katastrofa neměla větší vliv (OSN 2007, 35-36). I tak je však jasné, že vlny cunami mohou mít značné dopady na ekonomiku v zasažených oblastech.

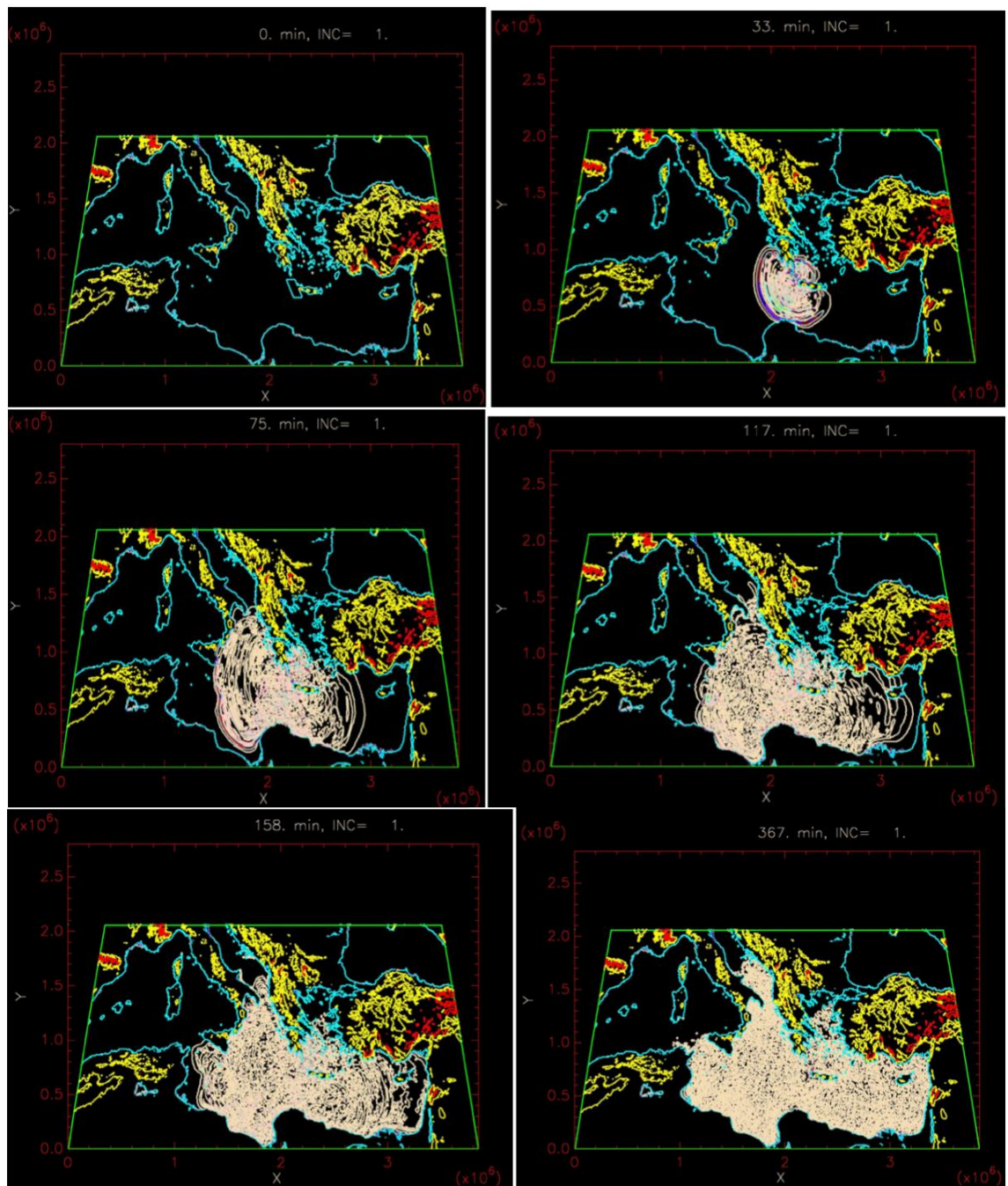
Jedno z nejhorších zemětřesení, které zasáhlo oblast východního Středomoří a generovalo cunami (obr. 22, 23), se událo v roce 365 n. l. Toto zemětřesení a následné cunami poničilo významná centra a způsobilo smrt tisíců lidí v přímořských oblastech dnešního Chorvatska, Řecka a v oblasti delty Nilu. Celá událost pak patrně přispěla k prohloubení úpadku Římské říše a k jejímu rozdělení v roce 395 n. l. (*Pararas-Carayannis 2011, 254*). Ostatně jako další příklad toho, že silná zemětřesení mohou mít vliv na následující vývoj dějin, si můžeme uvést zemětřesení z roku 1923 v oblasti Kantó (Japonsko). Toto zemětřesení generovalo cunami a způsobilo obrovskou ohnivou

bouři, při níž v Tokiu zahynulo přes 38 tisíc lidí.¹⁷ Celkově si zemětřesení vyžádalo zhruba 140 tisíc životů (Nyst et al. 2006, 1). Joshua Hammer v knize *Yokohama burning: the deadly 1923 earthquake and fire that helped forge the path to World War II* uvádí, že toto zemětřesení mělo negativní vliv na americko-japonské vztahy a bylo jakýmsi spouštěčem, který umožnil vojenským kruhům ujmout se vlády a nasměrovat tak Japonsko do druhé světové války (Hammer 2006, 260).



Obrázek 22: Mapa Středomoří zachycující přístavy, které byly zasaženy cunami roku 365 n. l (zdroj: Pararas-Carayannis 2011, 280)

¹⁷ Zdroj: <https://kantoequake1923.weebly.com/the-fires.html>



Obrázek 22: Mapy šíření vln cunami v oblasti východního Středomoří po zemětřesení z roku 365 n. l. Jednotlivé obrázky zachycují 75, 117, 158 a 367 minut po zemětřesení (zdroj: *Pararas-Carayannis 2011, 277, 278*)

Vlny cunami mohou být rovněž vyvolány erupcí podmořské sopky nebo zhroucením svahů sopky při mohutném výbuchu. Asi nejznámějším příkladem cunami,

jenž vyvolal kolaps kaldery, je erupce Krakatau z roku 1883. Vlny vysoké přes 30 m zabily přes 30 tisíc lidí na pobřeží Jávy a Sumatry. O velikosti vln svědčí i to, že vzednutí moře bylo pozorováno i v oblasti kanálu la Manche (*Bolt et al. 1975, 132*). Dalším příkladem je samozřejmě erupce Santorini, která se odehrála zhruba před 3600 lety (*McCoy - Heiken 2000, 1227*).

Vzácně pak může dojít ke vzniku cunami v důsledku jiných přírodních událostí. Mezi ně patří například dopady meteoritu či asteroidu do moře nebo sesuvy sedimentů na mořském dně či sesuvy půdy do jezer a zálivů (*Zedník 2006, 19*). Příkladem je například zemětřesení z roku 1958 v oblasti Aljašky, které v zátocě Lituya uvolnilo obrovskou masu hornin, která se sesunula do vody a vytvořila obrovskou vlnu cunami (*Bolt et al. 1975, 135*).

5.6 Shrnutí

Tektonické evoluci v oblasti východního Středomoří dominuje proces subdukce podél helénského oblouku a kontinentální kolize v oblasti východního Turecka a Kavkazu. Vzájemná interakce litosférických desek se odráží ve zdejší vulkanické a seismické aktivitě. S vulkanismem v oblasti helénského oblouku rovněž souvisí extenze kontinentální kůry, kterou způsobuje zanořující se africká deska. Díky těmto procesům se zformoval helénský vulkanický oblouk, který reprezentují ostrovy: Aegina, Methana, Poros, Melos, Kos, Yali, Nisyros a Santorini.

Vulkanismus v oblasti souostroví Santorini započal zhruba před 3-4 miliony let. K silné vulkanické aktivitě pak začíná docházet v období pozdních čtvrtohor. Významné erupce se odehrály v období před přibližně: 100, 79, 54, 37, 20 a (zhruba)

3,6 tisíci lety. Z těchto faktů vyplývá, že minojská erupce byla ve své době unikátní událostí. Lidé žijící v době bronzové tak nemohli mít přímé zkušenosti se silnou vulkanickou aktivitou na ostrově.

Jak již bylo řečeno, v oblasti helénské oblouku dochází rovněž k významné seismické činnosti. Mělká zemětřesení se vyskytují v hloubkách od 0-60 km. K největšímu počtu silných mělkých zemětřesení dochází zejména v oblasti ostrova Kréta. Tato zemětřesení mohou rovněž vyvolat ničivé vlny cunami. K těmto rizikům je nutné rovněž připočítat silná, středně hluboká zemětřesení, vyskytující se v hloubkách od 60-180 km, k nimž sice nedochází tak často, nicméně jejich dopady mohou být rovněž ničivé. Na základě těchto informací je pochopitelné, proč sir Arthur Evans po osobních zkušenostech se zemětřesením v roce 1926 rozvinul teorii, že za zničením paláce v Knossu a celkovým úpadkem minojské kultury stála právě ničivá zemětřesení (*Evans 1928 313-320; Jusseret – Sintubin 2013, 94*). Stejně tak je však možné prohlásit, že ke středně silným zemětřesením dochází v oblasti ostrova Kréta poměrně běžně (obr. 12, 13) a místní obyvatelstvo se s nimi vždy muselo vypořádat. Tato zemětřesení v historických periodách nezpůsobila zánik žádné kultury ani nevyvolala masivní odliv obyvatelstva z ostrova.

Silná zemětřesení s magnitudou 8+ jsou v oblasti ostrova mnohem méně častá (známé jsou případy z let 365, 1303 a 1856) a přestože ani v tomto případě nemůžeme mluvit o tom, že by nějaké takovéto zemětřesení přímo zničilo nějakou kulturu či státní útvar, jejich ničivost není radno podceňovat. Vyvstává tak poměrně zásadní otázka. Byly paláce na Krétě poničeny během jednoho katastrofického zemětřesení, nebo je zasáhlo několik středně silných zemětřesení, která se objevila v různou dobu na různých

místech? Tato otázka je poměrně zásadní i v tom ohledu, zda zemětřesení skutečně hrála výraznou roli v opuštění daných lokalit, nebo s nimi pouze vyvrcholila dlouho trvající krize minojské kultury, která snad mohla mít svůj počátek v období po santorínské erupci.

Dají se však zemětřesení v archeologickém kontextu spolehlivě rozeznat? Přes veškerý vědecký pokrok stále není v našich silách s naprostou přesností předpovídat výskyt zemětřesení. Stejně tak není možné přesně odhadnout, kdy se zemětřesení odehrála v minulosti. V tu chvíli jsme odkázáni na historické údaje, geologii, archeologii a jim přidružené vědní obory. Jak se dá s pomocí geologických a archeologických důkazů rekonstruovat síla zemětřesení jsme si ukázali na příkladu z roku 365 n. l. Pro oblast Kréty však historické informace o zemětřeseních končí s rokem 62 n. l. Z toho důvodu bude o zachytitelnosti zemětřesení v archeologickém kontextu pojednávat samostatná kapitola.

6. Zachytitelnost zemětřesení v archeologickém kontextu – Archeoseismologie

V roce 1991 konference konaná v Athénách položila základ nové vědní disciplíně – Archeoseismologii (Sintubin 2013, 1). Archeoseismologie se zabývá mezioborovým studiem starověkých zemětřesení skrze stopy, které tyto události zanechaly v archeologických záznamech (destrukční vrstvy, škody na stavbách, opravy staveb, opuštění zasažených lokalit, kulturní změny atd.) a zaplňuje tak pomyslnou mezeru mezi instrumentální a historickou seismologií na straně jedné a paleoseismologií na straně druhé (Sintubin 2011, 5; Sintubin 2013, 1).

Za poslední více než dvě desítky let bylo vytvořeno několik rozdílných zejména kvalitativních archeoseismologických schémat a základních problémů, které je třeba brát při exkavacích na archeologické lokalitě v úvahu (např. *Nikonov 1988*, 1315-1320; *Stiros 1996*, 1-268; *Guidoboni 1996*, 7–13 čistě pro minojskou problematiku pak např. *Jusseret- Sintubin 2012*, 736-742; *Sintubin 2017*, 81-95).

Sintubin a Iain Stewart v roce 2008 vytvořili koncept metodologie pro archeoseismologii (*Sintubin – Stewart 2008*, 2209 – 2230). V roce 2011 pak vyšla studie, v níž byla definována komplexní klasifikace dopadů zemětřesení na archeologické lokality¹⁸ (obr. 23), (*Rodriguez-Pascua et al. 2011*, 20 - 30). Tato studie se snaží integrovat archeoseismologickou evidenci do environmentální seismické škály intenzity¹⁹ (*Michetti et al. 2007*, 7-16).

¹⁸ Anglicky: Earthquake Archaeological Effects – EAEs

¹⁹ Environmental Seismic Intensity scale – ESI2007.













a. CO-SEISMIC (INDIRECT) EFFECTS		b. POST-SEISMIC (INDIRECT) EFFECTS	
GEOLOGICAL EFFECTS	On-fault geological effects	Fault scarps Seismic Uplift / subsidence	Fires Unaccounted-for exodus
	Off-fault geological effects	Liquefactions and dike injections Landslides Rock fall Tsumamis/Seiches Collapses in cavex	Destruction layers or lack of stratographic record in the archaeological sequence Spates due to breakage of dams or natural reservoirs
BUILDING FABRICK EFFECTS	Strain structures generated by permanent ground deformation	Folded mortar pavements Fractures, flocs & pop-ups on regular pavements Fractures, flocs & pop-ups on irregular pavements Shock breakouts in flagstones Rotated and displaced buttress walls Tilted walls Folded walls Displaced walls	Earthquake-resistant constructions Building repair Anomalous building recycling elements
	Strain structures generated by transient shaking	Penetrative fractures in masonry blocks Conjugated fractures in walls made of either stucco or bricks Fallen and oriented columns Rotated and displaced masonry blocks in walls and drums in columns Displaced masonry blocks Dropped key stones in arches or lintels in windows and dorr Folded steps and kerbs Collapse walls (including human remains and items of value under the rubble) Collapse vaults Impact block marks Dipping broken corners	

Obrázek 23: Přímé a nepřímé projevy zemětřesení (zdroj: *Rodriguez-Pasca et al. 2011, 22*)

V minojském kontextu tuto práci navázali v roce 2013 Jusseret, Sintubin a Charlotte Langohr vytvořením klasifikace potencionálních dopadů zemětřesení na archeologické lokality²⁰ (obr. 24), která zdůrazňuje nejistoty spojené s používáním individuálních archeologických nálezů jako důkazů o starověkých zemětřeseních (*Jusseret – Langohr – Sintubin 2013, 1-18*). Všechny tyto snahy o vytvoření sdílené

²⁰ Anglicky: potential earthquake archaeological effects – PEAEs.

metodologie jsou však obvykle vytvořeny pouze jednou vědeckou disciplínou (Sintubin 2013, 11).

	PRIMARY (DIRECT) EFFECTS	SECONDARY (INDIRECT) EFFECTS
STRUCTURAL EFFECTS	<ul style="list-style-type: none"> -Fractures, folds and pop-ups on pavements -Shock breakouts in flagstones -Rotated and displaced buttress walls -Tilted walls -Displaced walls -Folded walls -Penetrative fractures in ashlar masonry -Conjugated fractures in walls made of mud brick or rubble -Displaced masonry blocks -Folded steps -Collapsed vaults (tholos tombs) 	<ul style="list-style-type: none"> -Patched up/dismantled walls  -Blocked doorways sealing off collapsed structures  -Recycling of construction materials  -Anti-seismic constructions
STRATIGRAPHICAL EFFECTS	<ul style="list-style-type: none"> -Compact layer of rubble burying valuable objects and/or human remains, suggesting sudden wall collapse  -Folded/faulted floor surfaces and archaeological deposits -Earth floor surfaces pock-marked by collapsed material -Localized fire damage  -Broken, <i>in situ</i> vessels  -Broken, fallen vessels from furniture or upper floor  -Oriented fallen objects  	<ul style="list-style-type: none"> -Mixed/disturbed archaeological deposits through removal of victims and/or valuable objects, clearing/cleaning operations, including removal of construction material (stones, beams)  -Depleted artifactual record through removal of valuable objects -Discarded reparation material (tools, stones)  -Stone heaps, large dumps of pottery (complete broken vessels, closely packed) accumulated through street and building clearing/cleaning  -Floor reconstruction (removal, relaying) 

Obrázek 14: Potencionální projevy zemětřesení (Zdroj: Sintubin - Jussset - Langohr 2013, 6)

Přes veškerý pokrok je tak stále archeoseismologie daleko od toho, aby byla považována za plnoprávnou vědeckou disciplínu se zavedenou ustálenou metodologií,

kteřá by splňovala všechny mezioborové požadavky. Obecně však lze prohlásit, že existuje několik indikátorů, které mohou pomoci při interpretování škod způsobených starověkým zemětřesením ve správném kontextu. Patří mezi ně:

1. čím starší je budova, tím větší je pravděpodobnost, že byla poničena seismickou aktivitou.

2. stavby z pečlivě opracovaných kamenů poskytují lepší doklady o zemětřeseních než stavby z nahrubo opracovaných kamenů.

3. stavby, které nebyly od zemětřesení opravovány, poskytují lepší doklady o zemětřeseních než stavby opravené. Nicméně i opravy samotné mohou poskytnout informace o předcházejícím poškození.

4. předtím než je provedena samotná seismická analýza stavby, musí být známa historie jejích oprav a architektonických modifikací. Navíc nalezení jenom jednoho důkazu o starověkém zemětřesení nemůže být považováno za průkazné. Identifikace rozdílných typů deformace nebo opakování určitého typu deformace na více budovách v rámci osídlení, může být důkazem o zemětřesení, avšak pouze za předpokladu, že byly vyloučeny všechny ostatní možné příčiny, které tyto deformace mohly způsobit (*Kázmér 2014, 2*)

Samotnou identifikaci zemětřesení v minojských archeologických kontextech limituje několik faktorů. Především je extrémně těžké jednoznačně přiřadit poškození zachycená v minojských archeologických pozůstatcích ke škodám způsobeným zemětřesením/i. Ve většině případů není totiž možné vyloučit i jiné fyzikální či antropogenní příčiny, jež mohly tato poškození způsobit (*Sintubin – Jusseret – Driessen 2011, 231*). Důvodem je většinou nejednoznačná vypovídací hodnota těchto pozůstatků.

Přestože byly vytvořeny typologie poškození způsobených zemětřeseními pro řecké archeologické kontexty, jejich aplikování na minojské pozůstatky je často limitováno (*Jusseret – Sintubin 2012, 736*).

Dalším problémem ovlivňujícím přesné rozlišení jednotlivých zemětřesení v archeologických kontextech je současný stav minojské chronologie. Správnost datování totiž závisí na použité metodě a také na tom jestli bylo při datování použito několika alternativních metod, díky kterým se může zabránit nežádoucím chybám (*Sintubin 2017, 87*). I přesto jsou však možnosti absolutní chronologie omezené. Standardní odchylka radiokarbonových měření může činit 150-200 let. Určité zlepšení může přinést použití Bayesových statistických modelů, nicméně je pravděpodobné, že dokud budou minojské destrukční vrstvy systematicky datovány radiokarbonovými metodami, ke zlepšení nedojde (*Jusseret – Sintubin 2012, 740*). Může tak docházet k případům, kdy je několik na sobě nezávislých zemětřesení následujících v relativně krátkém čase po sobě interpretováno jako jedno neobyčejně velké „monstrum“ (*Sintubin 2011, 6*). Těmto interpretacím může v rámci relativní chronologie zabránit zaměření se na období rapidních změn v keramickém stylu - tedy na dobu přechodu mezi jednotlivými obdobími (*Jusseret – Sintubin 2012, 740*).

Poněkud více povzbuzujícím faktem pro zachycení stop po zemětřeseních na Krétě v období LM IB by mohly být následující skutečnosti. V obdobích, kdy lidské společnosti nevykazují patrné známky krize je možnost zachytit stopy po zemětřeseních minimalizována, protože v takových případech jsou stopy po zemětřeseních většinou zahlazeny (obr. 25), (*Sintubin 2013, 11*).



Obrázok 25: Pompeje: zed' budovy opravená po zemětřesení roku 62 n. l (zdroj: <http://www-2016.arch.virginia.edu/struct/pompeii/masonry/masonry-1.html>)

Podle Macdonalda je možno shrnout nezbytné kroky, které společnost vykoná k nápravě škod způsobených zemětřesením do následujících bodů:

1. primární reakce začíná bezprostředně po zemětřesení. Jedná se o vypořádání s přímými následky zemětřesení (například hledání a záchrana obětí). Tyto zásahy mohou vést ke znehodnocení stratigrafických důkazů o zemětřeseních stejně tak jako ke znehodnocení důkazů zachytitelných na budovách. I tak by však mělo mnoho důkazů o zemětřeseních během této fáze zůstat nedotčeno.

2. sekundární reakce se objevují během týdnů či měsíců po zemětřesení a jsou spojeny s opravami a rekonstrukcemi poškozených budov. Může docházet k vyčištění budov od nahromaděné suti a její hromadění mimo budovy, nebo naopak k zasypávání místností fragmenty stejného materiálu (viz. Knossos).

3. hypotetické reakce souvisí s psychologickými a sociálními následky zemětřesení. V archeologickém kontextu se jedná o vrstvy, které mohou být nepřímo a často pouze hypoteticky spojovány se zemětřeseními. Může se jednat o apotropaické či ceremoniální ukládání cenných poškozených věcí (*Macdonald 2017, 332*).

Nepřímým důkazem toho, že daná společnost byla sužována zemětřeseními, může být rovněž kromě případných oprav na budovách využití speciálních konstrukčních technik, majících za cíl zmenšení případných škod (*Driessen 1987, 171 – 178; Tsakanika 2017, 267-304; Palyvou 2017, 249-266*).

Naopak v obdobích společenských bouří, neklidu a ekonomické nestability je šance na zachycení stop po dávných zemětřeseních větší a to z toho důvodu, že nemusí být učiněny kroky k nápravě způsobených škod ať už například z ideologických či ekonomických důvodů (*Sintubin 2013, 11, 12*). Podle Driessena a Macdonalda je možné pozdně minojskou společnost charakterizovat jako „společnost v krizi“ (*Driessen – Macdonald 1997, 117 - 118*). Tím pádem by mělo být více pravděpodobné zachytit stopy po zemětřesení/ch v daném období.

7. Stručná historie výzkumu přírodních katastrof

Sir Arthur Evans v roce 1928 jako první vyslovil myšlenku, že za zničením Knossu a dalších lokalit stála ničivá zemětřesení. Stalo se tak po jeho osobních zkušenostech se zemětřesením v roce 1926. Evans rozlišil několik destrukčních vrstev, které měly být způsobeny zemětřeseními rozdílné intenzity (tabulka 2), (*Evans 1928, 313-320*). V roce 1939 publikoval Marinatos teorii, že za destrukčními vrstvami na ostrově Kréta mohla být zodpovědná erupce vulkánu Santorini, kterou Evans ve svých

pracích nezaznamenal (*Marinatos 1939*, 425 - 439). Tato teorie pak spolu s teoriemi o ničivých zemětřeseních měla po dlouhou dobu v rámci egejské archeologie dominantní roli. Evansovou prací se o 20 let později ve svém díle *Stratigraphie Comparée* inspiroval francouzský archeolog Claude Schaefferr, který stanovil konceptuální základy nové archeologické metodologie. Podle Schaefferra je možné použít archeologické destrukční vrstvy (předpokládaného seismického původu), jako stratigrafické referenční body pro chronologickou korelaci mezi archeologickými lokalitami na Blízkém východě (*Schaefferr 1948*, 11; o komunikaci mezi Evansem a Schaefferem pak *Jusseret – Sintubin 2012*, 94-100). K této problematice vyslovily zajímavou myšlenku Jusseret a Sintubin, podle nichž mohly být snahy vytvoření spojitosti mezi zemětřeseními a úpadky kultur v době bronzové ve východním Středomoří výsledkem poválečných dob, ve kterých tyto teorie vznikaly (*Jusseret – Sintubin 2012*, 99). Obecně pak lze prohlásit, že archeologové první poloviny 20. století nebyli schopni správně rozlišit destrukční horizonty, které byly vytvořeny erupcí vulkánu Santorini na přelomu období LM IA/B od destrukcí, jenž se odehrály na konci stupně LM IB. K nepochopení celé situace docházelo ostatně ještě i v 80. letech (*Klontza 2013*, 240).

Absolutní chronologie	Relativní chronologie	Intenzita zemětřesení
~2100 př. n. l	Konec MM IA	Ničivé
~1890 př. n. l	Konec MM IIA	Menší intenzity
~1750 př. n. l	Konec MM IIB	Ničivé
~1650 př. n. l	Konec MM IIIA	Menší intenzity
~1570 př. n. l	Konec MM IIIB	Ničivé
~1500 př. n. l	Konec LM IA	Menší intenzity
~1400 př. n. l	Konec LM II	Ničivé

Tabulka 2: Klasifikace zemětřesení podle Evanse (Sestaveno podle: *Macdonald 2001, 1*)

Rhys Carpenter v roce 1966 vyslovil názor, že minojská erupce Krétu zdevastovala, čehož využili pevninští Řekové a ovládli Knossos. Stejný autor pak poprvé vyzdvihuje roli změn v klimatu na konci doby bronzové (*Carpenter 1966, 32-33, 179*). V roce 1970 Leon Pomerance vyslovil teorii o ničivých dopadech vln cunami, generovaných během minojské erupce. Podle něj vlny zdevastovaly celé východní Středomoří (*Pomerance 1970, 5-7*). John Chadwick pak tvrdil, že vlna cunami ničivě zasáhla Krétu a zničila minojskou flotilu (*Chadwick 1976, 10-14*).

V 80. letech a na počátku let 90. se značná část autorů stále klonila k původní Evansově seismické teorii (*Pichler – Shiering 1977, 821; Niemier 1980, 76; Warren 1991, 37*). Sturt Manning se naopak snažil destrukce spojovat s minojskou erupcí (*Manning 1987, 70-84*). Stejný autor pak v roce 1989 přišel s teorií, že zemětřesení, jež

bylo způsobeno pohybem magmatu před erupcí, mohlo na Krétě vyvolat rozsáhlé požáry. Na vině měly být olejové lampy, které se při otřesech převrhly a způsobily tak požár (*Manning 1989*, 62). Tato úvaha nám může připomenout japonské zemětřesení v regionu Kantó z roku 1923 či zemětřesení v San Franciscu z roku 1906. Zemětřesení vyvolaná pohybem magmatu však působí pouze v omezené oblasti. Přesto nelze vyloučit jiná tektonická zemětřesení, která doprovázela erupci. V současné době však není možné archeologicky rozlišit mezi otřesy předcházejícími erupci a mezi otřesy, které erupci doprovázely (*McCoy 2009*, 86). Dle autora této práce je hypoteticky možné, že k tomuto scénáři mohlo na určité lokalitě či lokalitách dojít. Spojovat však stopy po požárech (které mnohdy nejsou příliš zjevné) po celém ostrově právě se zemětřeseními a olejovými lampami se jeví přinejmenším jako příliš velká shoda náhod. Na místě je také zmínit, že ne všichni autoři považovali přírodní katastrofy za hlavního viníka úpadku minojské civilizace. Podle těchto autorů sehrál hlavní roli zejména lidský faktor (například: *Hutchinson 1950*, 216; *Caskey 1969*, 442; *Barber 1987*, 222). Podle jiných byla příčinou zániku kombinace přírodních a lidských faktorů. S těmito názory je možné setkat se například v pracích Driessena a Macdonalda, podle nichž mohly následky santorínské erupce vést ke společenským bouřím a následnému úpadku minojské společnosti (souhrnně *Driessen – Macdonald 1997*, 108).

V současné době převládá názor, že přírodní katastrofy nemohly stát přímo za zánikem minojské kultury. Nicméně i v dnešní době je možné stále pozorovat určitou formu rozštěpenosti v názorech vědecké komunity na kulturní dopady přírodních katastrof v době bronzové (tedy ne pouze v období LM IA-B). Mezi vědce vyzdvihující možný vliv santorínské erupce na postupný zánik minojské kultury v následujícím období patří zmiňovaní Driessen a Macdonald. Driessen zároveň pochybuje o výrazné

roli zemětřesení v celkovém úpadku kultury, mimo jiné proto, že zánik kultury po zemětřesení se jeví jako příliš jednoduché vysvětlení mnohem komplexnější problematiky. V podobném duchu se vyjadřují i další autoři, kteří sice nezpochybňují výskyt zemětřesení v minojském a mykénském období na Krétě, nepředpokládají však takové katastrofické scénáře jako například Evans. (*Sintubin – Jusseret – Driessen 2011*, 231-232; *Jusseret – Sintubin 2012*, 736-742). Na druhé straně pomyslné barikády stojí zejména Nur, Cline a Burgess, kteří tvrdí, že zemětřesení mohla stát za zničením kultur v pozdní době bronzové okolo roku 1200 př. n. l. Na vině jsou podle autorů velmi silné zemětřesné roje, jež se tou dobou vyskytly ve východním Středomoří v rozmezí zhruba padesáti let, čímž vymizí chronologické nesrovnalosti mezi destrukčními vrstvami na jednotlivých lokalitách. Tito autoři upřednostňují princip takzvané Ocamovy britvy, kdy je pro vysvětlení jevu (v tomto smyslu myšlen zánik kultury) použito to nejméně komplikované vysvětlení (*Nur – Cline 2000*, 61; *Nur – Burgess 2008*, 224-226). Svou prací tedy tito autoři navazují na dílo Clauda Schaeffera a přesto, že se v nich nevěnují období LM IB na Krétě, je jasné, že snaha spojovat zániky kultur s přírodními katastrofami jako hlavním činitelem, ještě z vědeckého světa zcela nevymizela. Stejně tak je třeba zmínit, že například Peter Warren a Despina Vallinaou své teorie (z 90. let) o ničivých zemětřeseních, jenž měly postihnout celý ostrov v obdobích MM IIIB/LM IA a LM IB zastávají dodnes (*Warren 2011*, 195, *Vallinaou 2011*, 372).

8. Knossos (období tzv. nového paláce)

Starý palác v Knossu byl vybudován v průběhu střední doby bronzové a zřejmě zaujímal zhruba stejnou plochu jako nový palác. Částečně se o tom můžeme přesvědčit na východní straně kopce Kephala, kde palác stojí. Zachovaly se zde totiž velmi hluboké uložení z období MM II a MM IIIA pod dlážděním nového paláce, které značí konec paláce starého (Macdonald 2003, 3). Datování počátku nového paláce dlouhou dobu vycházelo z důkazů o zemětřesení, které Evans zachytil na dvou budovách nacházejících se nedaleko jihovýchodní části paláce. Konkrétně se jednalo o *House of the Fallen Blocks* (obr. 26) a západně od něj *House of the Sacrificed Oxen*. Evans zánik budov datoval do období MM IIB a s tímto horizontem pak spojil další vrstvy uvnitř paláce samotného. Jednalo se podle něj o období „velké destrukce“ po kterém následovala stavba nového paláce v období MM IIIA (Evans 1928, 296 – 311). Tento katastrofický scénář po Evansovi převzal Joseph MacGillivray, který po přezkoumání zdejší keramiky zařadil destrukci starého paláce rovněž do období MM IIB (MacGillivray 1998, 48-49).



Obrázok 26: House of the fallen blocks (Zdroj: *Sintubin 2011, 7*)

Podle Macdonalda byl však nový palác (obr. 27) vystavěn v období MM IIIB. V období MM IIB došlo k zemětřesení, které poničilo palác Phaistos. Epicentrum zemětřesení tentýž autor hypoteticky zasadil do oblasti jižně či jihozápadně od Messarské nížiny. Z toho důvodu neutrpěl palác v Knossu takové škody jako Phaistos a nebyl tedy důvod k jeho velké přestavbě (*Macdonald 2001, 5*). V období MM IIIA pak došlo k dalšímu zemětřesení. Trosky po zemětřesení byly odklizeny, protože přeživší zde snad mohli hledat oběti zemětřesení a cenné předměty, stejně tak jako připravovat palác na přebudování. Nepřímým důkazem těchto aktivit může být rituální uložení volských rohů a stolíků ve formě trojnožky v *House of the Sacrificed Oxen*. Následovala masivní přestavba paláce. Velká část západního křídla paláce byla odstraněna a celá plocha poté vyrovnána, zatímco v západní části byly jako výplň použity smíchané strata pocházející z období MM IIB a IIIA, které sloužily jako terasy

pro novou konstrukci. V období MM IIIB pak mělo přijít další zemětřesení, po němž následovala další velká přestavba. V této fázi výstavby došlo k přeorganizování plánu komplexu paláce a při konstrukci nových budov bylo využito antiseismických stavebních prvků (*Macdonald 2017*, 333, 337; *Macdonald 2001*, 4).

Celkově však lze prohlásit, že o období MM III panuje spousta nejasností. John McEnroe uvádí, že toto období trvalo pouze zhruba 50 let a je dost obtížné pouze na základě vývoje keramiky rozlišit jeho dvě subfáze (tedy MM IIIA/B). Jediné co je možné s určitostí prohlásit je, že minimálně některé části paláce byly postaveny v období MM III (*McEnroe 2010*, 78).



Obrázek 27: Plán paláce v Knossu (Zdroj: McEnroe 2010, 70)

8.1 Knossos v období LM IA

K narušení kontinuity ve vývoji paláce dochází rovněž v rozmezí období MM IIIB – LM IA. Tyto události bývají spojovány se zemětřeseními, která mohla předcházet erupci ostrova Théra i se samotnou erupcí v pozdním období LM IA a zemětřeseními jí doprovázejícími (McEnroe 2010, 78). Období LM IA v oblasti paláce Macdonald označuje jako „*Frescoed Palace*“, protože podle něj v tomto období patří k nejvýznamějším změnám fresková výzdoba zdí, která nyní vítala nově příchozí do

jednotlivých částí paláce. V tomto období dochází také k proporčním změnám uvnitř paláce, kdy jsou některé původně čtvercové místnosti změněny na obdélné. Po zemětřesení musely být rovněž přestavěny některé části paláce tak, aby dokázaly lépe odolat případným dalším seismickým událostem (*Macdonald 2003, 4*).

Existují nepřímé důkazy o zemětřesení doprovázeném požáry na začátku období LM IA v západním křídle paláce. Poté došlo podle Evanse k takzvanému velkému přebudování, které zřejmě zahrnuje přestavbu západního průčelí centrálního dvorce (*Central court*), jež obsahovalo krytý stupňovitý vchod (*Stepped Porch*), přestavbu komplexu trůnní místnosti (*Throne room*) a konstrukci masivní zdi v jihozápadním rohu. Na konci období LM IA se objevují stopy po další destrukci, kterou možná lze spojit s nedatovanou destrukční vrstvou v trůnní místnosti. Tuto destrukci doprovázely nezbytné opravy. Náboženská výbava byla pohřbena v takzvaných *Temple repositories* během oprav paláce, které zřejmě probíhaly do období LM IB a možná i dále. Západní magazíny (*West Magazines*) mohly být rovněž zasaženy destrukcí v pozdní LM IA. Některé průchody byly zmenšeny, snad aby poskytovaly větší bezpečí (*Driessen – Macdonald 1997, 138 - 148*). U struktur označovaných jako *Magazine A* se pak objevuje zpevněná dvojitá zeď snad jako reakce na předešlé události (*Macdonald 2017, 334*) Severní vchod (*Northern entrance*) do paláce byl rovněž přestavěn na počátku LM IA. Pozdní LM IA destrukce se vyznačuje nezbytnými opravami a snahou o zajištění většího bezpečí (*Driessen – Macdonald 1997, 142 - 143*).

Konstrukce východozápadního schodiště ve východní straně paláce v takzvaném *Domestic Quarter* může být rovněž spojována s touto destrukcí, protože se pod ním nachází velká výplň obsahující keramiku z období LM IA, jež pochází jak z primárních tak i sekundárních uloženin (*Macdonald 2017, 334*).

Zhruba 600 m od paláce v takzvané *Temple Tomb* učinil zajímavý objev John Pendlebury. Struktura byla poničena a k jejímu podepření byly použity kameny a pylony z budovy *Pavilion*, které byly umístěny mezi původní sloupy uvnitř stavby. Vytvořily se tak hluboké uzavřené prostory uvnitř budovy, ve kterých byly nalezeny masové pohřby (*Pendlebury 1954, 72*). Podle Macdonalda může být takový masový pohřeb jedním z projevů, které by se mohly vyskytnout po silném zemětřesení. Kostí se však do dnešní doby bohužel nedochovaly a tak není možná jejich analýza (*Macdonald 2001, 6*).

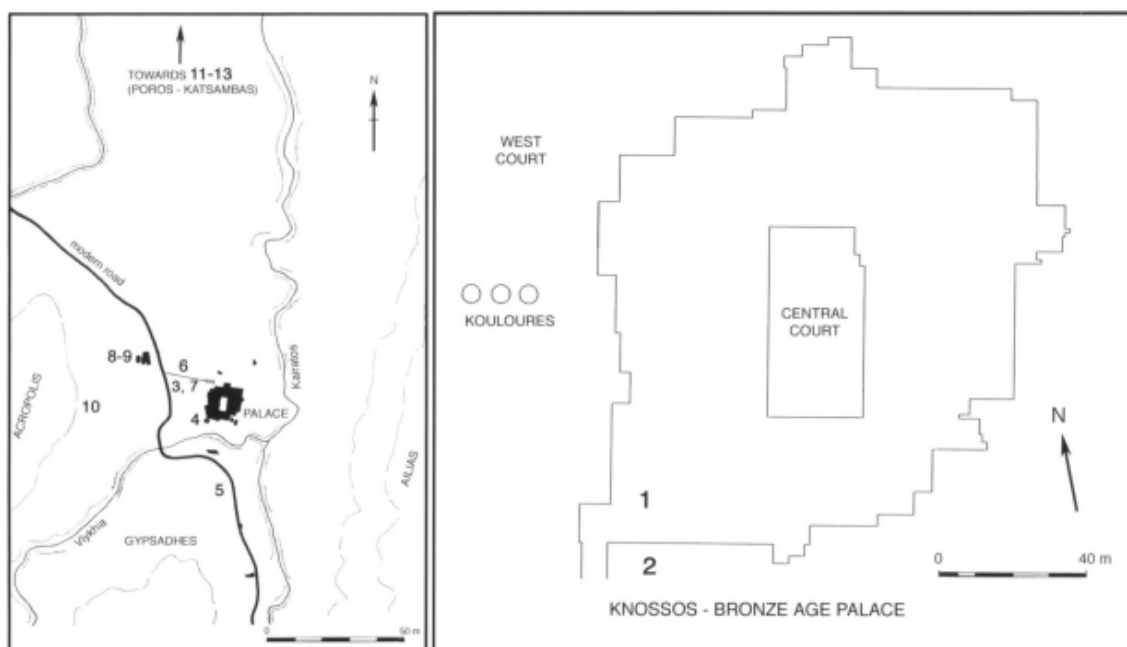
Přímé a přesvědčivé důkazy o zemětřesení však chybí a stejně tak bývá často problém s jejich datováním. Ty, které jsou k dispozici lze označit spíše za hypotetické reakce obyvatelstva paláce na nastalou situaci v období po zemětřesení. Nicméně na jiných lokalitách jako například Zominthos a Galatas je doklad o zemětřeseních v období LM IA mnohem více přesvědčivý a proto nelze jejich přítomnost vyloučit ani v Knossu (*Macdonald 2017, 336*).

8.2 Knossos v období LM IB

Macdonald ve svých dřívějších pracích předpokládá, že v následujícím období byl palác z velké části opuštěn a svoji argumentaci opírá o absenci vrstev z období LM IB. V tomto období mělo docházet k další velké přestavbě paláce, jež měla být přerušena katastrofickým zemětřesením, předtím než byl palác znovu zcela osídlen (*Macdonald 2002, 53*). Nicméně v jednom ze svých posledních článků sám autor o těchto závěrech pochybuje a upřednostňuje názor, že byla lokalita plně obývána (*Macdonald 2017, 336*). Do tohoto období se dá datovat několik schodišť (např. *east-west Staircase*) a zdi (např. jižní strana raného *Magazine A*) uvnitř paláce (*Macdonald*

2002, 53). Centrální dvorec (*Central Court*) může rovněž pocházet z období LM IB či LM II stejně tak však i z LM IA. Z období LM IB nebo LM II pak rovněž zřejmě pochází rekonstrukce odvodňovacího systému a konstrukce kanálu v rámci *Domestic Quarter* (Macdonald 2002, 40, 48). Na těchto příkladech je jasně vidět problém se samotným datováním staveb. I kdyby se na stavbách z paláce našly přímé důkazy o zemětřesení, jeho interpretace by vzhledem k nejistému datování byla krajně zavádějící.

Uloženinami pocházejícími z období nového paláce se ve své práci z roku 2007 zabývá Eleni Hatzaki (obr. 28). Jako nepřímý důkaz o destrukcích se jeví pouze vrstva obsahující velké množství sutin, části budov a keramiky navršených přes ruiny takzvaného *South House* a *South Front*. Podle autorky se nabízí otázka, zda množství střepů spadajících do mořského stylu (tedy LM IB) sesbíraných během Evansových a Hogartových vykopávek nepochází z podobných strat, které byly výsledkem vyčištění lokality po destrukci. Jako příčinu těchto destrukcí však autorka uvádí požár (Hatzaki 2007, 153, 184).



Obrázek 28: Umístění vrstev z období LM IB (Zdroj: Hatzaki 2007, 185)

Bohužel ani v okolí města není situace jednoznačná. Dva hlavní exkavátoři vrstev z období LM IB Peter Warren a Sinclair Hood se na příčině destrukcí nemohou shodnout (*Macdonald 2017*, 342, 351). Hood, který vedl výzkum v oblasti *Royal Road* předpokládá, že palácová elita byla v období LM IB svržena a že za distribucí uloženin v oblasti byl zodpovědný lidský faktor. Jako analogie dokládá zničení lokalit Palaikastro a Pseira (*Hood 1962*, 96; *Hood 2011*, 156 – 157). Warren naopak předpokládá, že v tomto období došlo k neobyčejně silnému zemětřesení, které zničilo lokality napříč ostrovem od paláce v Zakru až po lokalitu Chania. Podobně silné zemětřesení se pak mělo podle toho autora odehrát na přelomu období MM IIIB/ LM IA (*Warren 2011*, 195; *Warren 1991*, 319 – 340). Za zmínění také stojí, že stejný autor již dříve našel v oblasti takzvaného *North House* vrstvu pocházející z období LM IB, který obsahoval 299 dětských kostí (*Warren 1980*, 89 – 92). Následná studie pak nález interpretovala takto:

A) Děti pravděpodobně zemřely nepřirozenou smrtí.

B) Na základě nepřirozené smrti se dá předpokládat, že byly zavražděny.

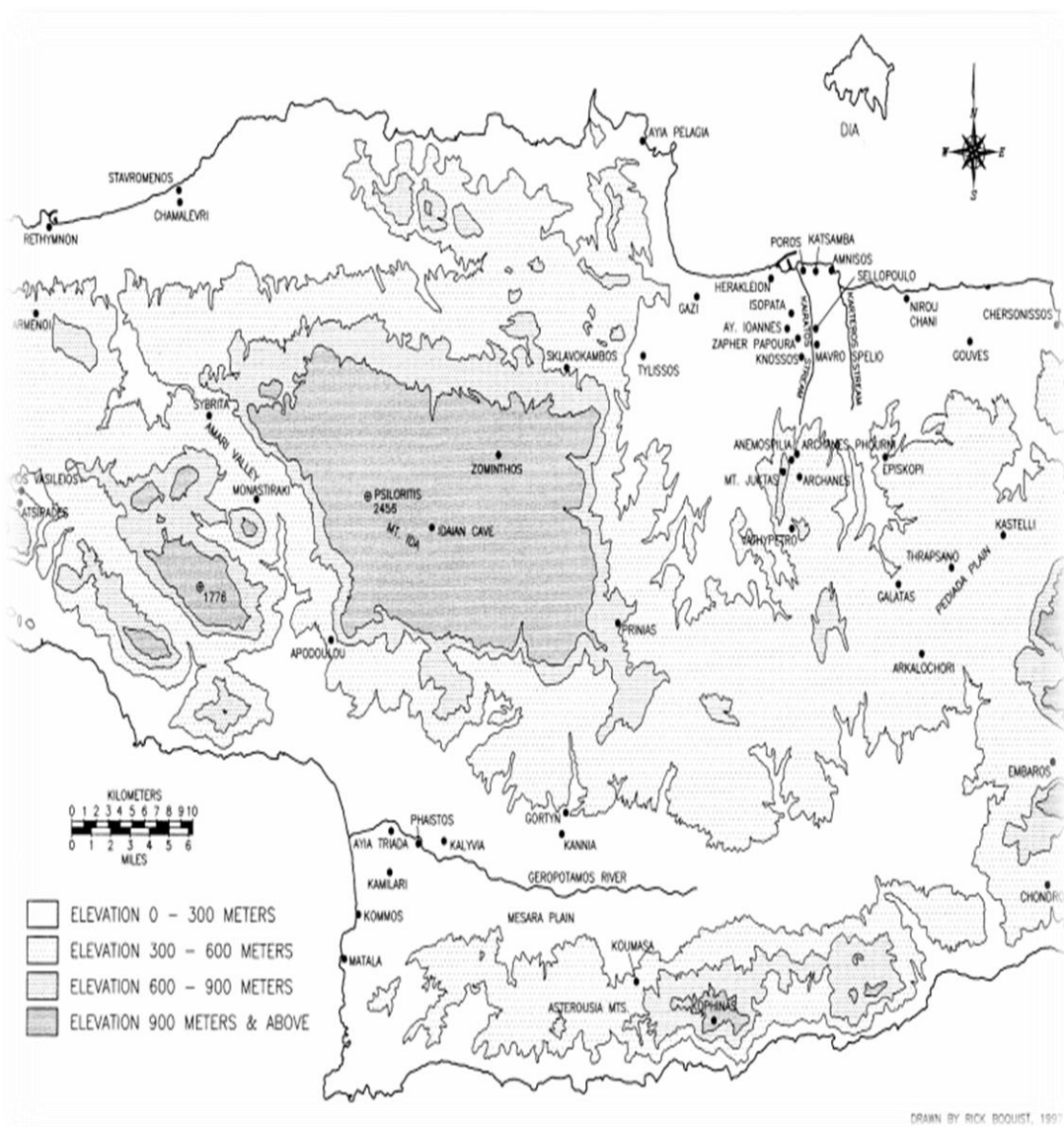
C) Mohlo se jednat o oběť.

D) Kostí nesou známky po odřezávání masa a rovněž je možné, že plíce, srdce a mozek byly z těl vyjmuty. Stejně známky po odřezávání masa z kostí byly na výzkumu nalezeny na zvířecích kostech v různých kontextech.

E) Povaha toho nálezu může rovněž indikovat následné tepelné úpravy masa a jeho konzumaci.

F) Keramika nalezená společně s kostmi může rovněž potvrzovat rituální kontext (Wall – Musgrave – Warren 1986, 388).

Nálezy lidských kostí (zejména lebek) v destrukčních horizontech období LM I jsou rovněž známy z lokalit Zakro, Petras, Epano Zakros, Mochlos a Kastri na ostrově Kythéra (Driessen – Macdonald 1997, 109).



Obrázek 29: Centrální část Kréty (Zdroj: *Rehak - Younger 1998, 95*)

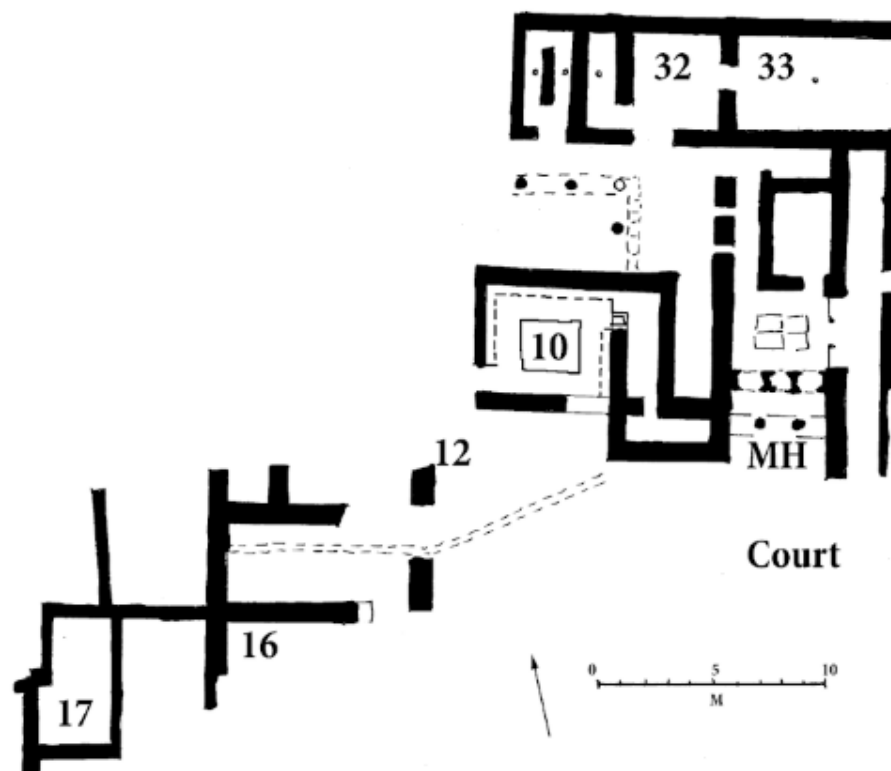
8.3 Lokality v jižní části (severní) centrální Kréty

Zemětřeseními v centrální části severní Kréty (obr. 29) se ve své práci z roku 2017 zabývá Macdonald. Podle něj existují nejlepší důkazy pro zemětřesení na lokalitě Archanes-Tourkogeitonia (obr. 30), kterou zkoumali řečtí archeologové Yannis Sakellarakis a Efi Sapouna-Sakellaraki. Od začátku výzkumu v roce 1963 byli oba přesvědčeni, že zdejší palácová budova byla v období LM IB zničena zemětřesením. K ničivým zemětřesením mělo na lokalitě dojít rovněž v období MM IIIA a LM IA (Macdonald 2017, 346; Sapouna – Sakellaraki 1997, 33, 93).



Obrázek 30: Archanes-Tourkogeitonia (Zdroj: http://www.archanes-asterousia.gr/poi.php?poi_id=1_137&lang=en)

Nepřímé důkazy o těchto katastrofách mohou poskytnout původně reprezentační místnosti 32 a 33 (obr. 31), jež začínají být využívány jako sklady, což může naznačovat jistou míru společenské nejistoty. Kdy přesně se tyto místnosti začaly využívat jako sklady, však není možné přesně určit. Nicméně je pravděpodobné, že se tak stalo na konci období LM IA po zemětřeseních a santorínské erupci. Místní obyvatelstvo se mohlo rozhodnout, že přesune zásoby do kvalitně postavených budov, které byly schopny lépe odolávat přírodním katastrofám. Jedná se o fenomén, který se objevuje na mnoha dalších lokalitách před jejich finální destrukcí v období LM IB (*Macdonald 2017, 347-348; Driessen – Macdonald 1997, 42-50*). V severní části lokality Archanes na místě nazývaném Troullos byly rovněž nalezeny části budovy zničené v období LM IA ohněm. Keramika následující fáze není z této lokality známa a je proto možné se domnívat, že v následujícím období mohlo dojít ke zmenšení sídliště (*Driessen – Macdonald 1997, 174*).



Obrázek 31: Plán Archanes-Tourkogeitonia (zdroj: Adams 2017, 114)

Zemětřesení v období LM IB zaznamenané na lokalitě Archanes-Tourkogeitonia mělo být neobyčejně silné a doprovázené ničivými požáry dosahujícími teploty až 1000 stupňů Celsia. Mnoho opracovaných vápencových bloků palácové budovy bylo narušeno prasklinami, což může být považováno za důkaz o zemětřesení. Následný oheň zapříčinění vzedmutím olivové oleje pak dílo zkázy dokonal. V jedné z cisteren pocházející z období LM IA/B byla dokonce podle exkavátorů nalezena „oběť zemětřesení“. Mezi další důkazy o destrukci v období LM IB patří sutiny pocházející ze zhroutených budov (či pocházející z dalších materiálů), které jsou spojovány s požárem po zemětřesení. Podle exkavátorů bylo zemětřesení a následný požár tak silné, že palácová budova již nadále nemohla být obývána. Celá destrukce pak podle nich připomínala jakousi biblickou zkázu (Macdonald 2017, 346 – 347; Sapouna-Sakellarakí 1997, 93). Podle Macdonalda je důležité brát na vědomí závěry řeckých

archeologů, nicméně je podle něj velmi obtížné určit, zda za těmito destrukcemi zemětřesení opravdu stojí. Důkazy o zemětřesení se zdají být vcelku přesvědčivé. Avšak například relativní absence kovových předmětů na lokalitě by mohla svědčit o drancování, které předcházelo samotné destrukci. Stejně tak se mohlo jednat o primární reakci obyvatelstva lokality na nastalou situaci po katastrofě, ale sami exkavátoři neuvádějí žádné příklady po-destrukčních zásahů (*Macdonald 2017, 347*).

Zhruba 10 km jižně od Knossu se nachází lokalita Vathypetro. Většina zdejších nálezů keramiky pochází z období LM IA, kdy byla lokalita zničena patrně zemětřesením. Části ruin byly poté opraveny a využívány k výrobním činnostem. Z tohoto období pochází tři střepy spadající k mořskému stylu, jež byly nalezeny v jedné z místností. Pouze na základě tohoto nálezu je možné se domnívat, že lokalita byla v omezené míře využívána i v období LM IB a poté zničena požárem, po němž se našly stopy ve východní části (*Driessen – Macdonald 1997, 176-178*)



Obrázek 32: Stopy po zemětřesení na lokalitě Galatas (zdroj: <https://drdudsdicta.com/2014/06/>)

Dále na jih se nachází palác Galatas. Palác společně s okolním sídlištěm, byl postaven během období MM IIIA, nicméně k jeho opouštění + již během období MM IIIB, snad kvůli konfrontaci elit sídlících ve zdejších paláci s vůdčími silami v Knossu. Palácový komplex byl pak zničen zemětřesením (obr. 32) v období LM IA a nadobro opuštěn. Samotné sídliště zůstává osídlené až do období LM IB, kdy bylo zničeno požárem. K této destrukci však mělo na základě keramiky dojít v ranější fázi období LM IB nikoliv na jeho konci (*Christakis – Rethemiotakis 2011, 178; Rethemiotakis – Christakis 2011, 208, 226 – 227*).

V období LM III A2-B pak dochází ke znovuosídlení některých částí sídliště (*Rethemiotakis – Christakis 2011, 208*).

8.4 Pobřežní lokality ve východní části centrální Kréty

Na přístavní lokalitě Poros dochází během období LM IA ke konstrukci velkého množství dílen. Tyto dílny zasahovaly až k řece Kairatos, která přístav spojovala s palácem v Knossu. Lokalitu mohlo během období LM IA teoreticky zasáhnout zemětřesení. Svědčit by o tom mohla výstavba jedné z budov, která byla vystavěna na starších zdech budovy z MM III. Přímé důkazy o zemětřesení nicméně opět chybí. Osídlení společně s přilehlými dílnami bylo zničeno a opuštěno na konci období LM IA zřejmě v období santorínské erupce. Následující období LM IB se v rámci sídliště jeví jako nepřehledné. Na lokalitě je zaznamenáno pouze pár pohřbů v hrobkách, které byly používány již v předchozích periodách (*Macdonald 2017, 343; Dimopoulou-Rethemiotaki 2004, 376 - 377*). Bohužel charakter destrukcí v období LM IA není z publikací zřejmý. Jedním z možných vysvětlení je tektonické zemětřesení. Cunami během santorínské erupce mohly zničit přístav, sídliště a dílny, které se potom již nikdy neobnovily. Následky se pak mohly odrazit v ekonomické situaci Knossu. Cunami mohly rovněž odnést primární a sekundární destrukční uložení vzniklé při předchozích katastrofách. Jak daleko mohly vlny proniknout do vnitrozemí, ještě dosud nebylo stanoveno, nicméně je nepravděpodobné, že se mohly dostat až do 6 km vzdáleného Knossu nacházejícím se 100 m nad mořskou hladinou (*Macdonald 2017, 343*).

Komplex budov v Nirou Chani byl patrně postaven na konci období MM III nebo na začátku LM IA. Pod prahem jedné z místností (č. 7) bylo nalezeno množství

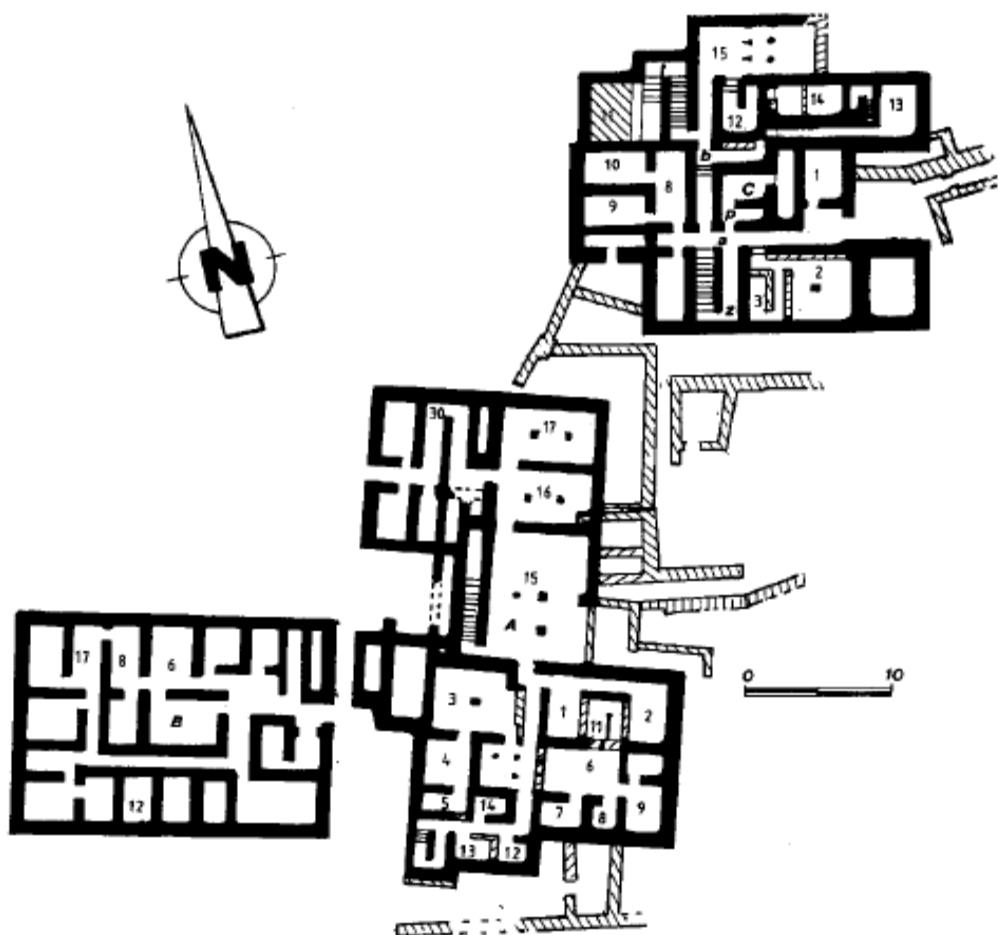
kónických pohárů naplněných pemzou a uhlíky. Komplex byl následně zničen požárem v období LM IB (*Driessen – Macdonald 1997, 179*).

V přístavním městě Amnissos bylo dosud prozkoumáno několik budov. Mezi nejvýznamnější patří takzvaná *Villa of the Lily Fresco*. Tato budova měla dvě stavební fáze a byla patrně zničena ohněm v období LM IA (*Driessen – Macdonald 1997, 133 – 137*). Chodba číslo 4 nese známky po poškození ohněm na sádrovcových deskách (*Macdonald 2017, 343*). Z doby před finální destrukcí pocházejí rovněž doklady o zemětřesení. Mimo vilu byly v oblasti H nalezeny v jedné z budov (místnost VI) stopy po požáru. Jinak však nejsou známy žádné detaily o destrukci. Předpokládá se, že lokalita byla zničena v období LM IA, přestože se zde na západní straně kopce našlo několik střepů spadajících do LM IB (*Driessen – Macdonald 1997, 133 – 137*).

Pokud byla lokalita obývána i v období LM IB pak pouze ve velmi skromné podobě. Ke znovu osídlení pak dochází v období LM III a dále (*Driessen – Macdonald 1997, 137*).

Cunami mohla stejně jako lokalitu Poros zasáhnout i ostatní místa při pobřeží v severní části centrální Kréty plnou silou. Přímé důkazy však opět chybí (*Macdonald 2017, 350*). Stejně tomu je i u ostatních pobřežních lokalit až na dvě výjimky a to Gouves a Palaikastro. Podle Driessena mohou chybějící důkazy o cunami souviset s lidskou schopností zotavit se s takových to katastrof a efektivně po nich „zamést stopy“ (*Driessen 2013, 3*).

8.5 Lokality v západní části centrální Kréty



Obrázek 33: Plán lokality Tyliisos (Zdroj: *Driessen - Macdonald 1997, 128*)

Sídliště Tyliisos (obr. 33, 34) tvořilo společně s Archanes a Knossem nepochybně jedno z hlavních novo-palácových osídlení v regionu. Ze samotného sídliště byly prozkoumány pouze tři domy. Výzkumy však prokázaly, že zastavěná plocha zde byla mnohem větší. Domy A a C byly zničeny v období LM IB požárem a lokalita přestává být obývána. Poté dochází ke znovuosídlení oblasti v období LM IIIA. Osídlení je však budováno obvykle na mnohem vyšší úrovni než původní stavby. Strata

z období LM I mohly být odděleny od těch z období LM IIIA až 1,5 m silnou vrstvou (Driessen – Macdonald 1997, 128 – 131; Hayden 1984, 38 – 46).

Na lokalitě Sklavokampos byly odkryty zbytky menšího sídla, které tvořilo část většího osídlení. Doložena je zde destrukce ohněm spadající do období LM IB (Driessen – Macdonald 1997, 127).



Obrázek 34: Tyllisos: Pohled na dochované zdivo místnosti 11 v domě A (zdroj: <http://www.minoancrete.com/tyllisos.htm>)

8.6 Závěr

Období počátku výstavby nového paláce v Knossu je v této práci vzpomenu zejména z důvodu nálezů, které Evans učinil v oblasti *House of the Fallen Blocks* a

House of the Sacrificed Oxen. Evansova interpretace, že za zničením těchto domů stálo ničivé zemětřesení, s nímž dále spojil ostatní destrukční vrstvy uvnitř paláce, totiž ve své podstatě položila základy pro jeho další interpretaci destrukčních horizontů v paláci, jež byly podle něj rovněž důsledkem ničivých zemětřesení.

V následujícím období LM IA známe z oblasti paláce a jeho přilehlého okolí pouze nepřímé doklady o zemětřeseních. V podstatě se dá říci, že v tomto období sice dochází k přestavbám v rámci paláce, nicméně nevíme, co bylo původcem destrukcí, které těmto přestavbám předcházely. Snad nejzajímavějším důkazem o možném zemětřesení je nález hromadného pohřbu, který učinil v oblasti *Temple Tomb* John Pendlebury. Pozůstatky obětí se však do dnešní doby nedochovaly a proto není možné potvrdit, zda tento nález opravdu se zemětřesením souvisel. Avšak jak zmiňuje Macdonald, důkazy o zemětřesení v období LM IA jsou doloženy na lokalitách Zominthos a Galatas. I na dalších lokalitách, které jsou zmíněny v této práci, jsou dokládány důkazy o zemětřesení, které jsou však spíše nepřímé. Jedná se zejména o lokality Vathypetro, Archanes, Amnissos a Poros. U posledních dvou jmenovaných lokalit společně s Nirou Chani, také není možné vyloučit jejich destrukci vlnami cunami, které byly generovány během santorínské erupce. Na konci období LM IA dochází rovněž k částečnému nebo úplnému opuštění některých osídlení. Jedná se například o lokality: Poros, Amnissos, Vathypetro, palác Galatas a dále na západ pak také Zominthos.

I přes absenci vrstev z období LM IB se zdá, že kontinuita osídlení pokračovala v rámci paláce i v tomto období. Přesné datování konstrukce některých částí paláce je však dnes ještě stále nemožné, což situaci komplikuje. Uvnitř paláce ani v jeho okolí nenalezneme (stejně jako v období LM IA) žádné přímé důkazy o původci destrukce/í.

Důkaz o úklidu sutin po destrukci dokládá ve své práci Hatzaki a zamýšlí se nad tím, zda nebyly podobné důkazy nalezeny a odstraněny již během Evansových a Hogartových vykopávek.

Co se týče dalších lokalit v období LM IB, je na většině z nich (Nirou Chani, Tyliossos, Archanes, Sklavokampos a sídliště u bývalého paláce Galatas) doložena destrukce požárem. Přímé důkazy o zemětřesení poskytuje pouze lokalita Archanes-Tourkogeitonia.

Podle autora této práce jsou možná následující vysvětlení:

1. K silnému zemětřesení v období LM IB, které zasáhlo centrální část severní Kréty (stejně tak jako zbytek ostrova), skutečně došlo. Omezené množství důkazů může souviset s tím, že některé lokality byly opuštěné (Poros, Amnissos, Vathypetro, palác Galatas, Zominthos) již v období LM IA, tudíž v nich chybí doklady, které by případné stopy po zemětřesení spojila s obdobím LM IB. Zničení důkazů o zemětřesení mohlo rovněž způsobit následné znovuosídlení některých lokalit (sídliště u paláce Galatas, Amnissos, Tyliossos). Nicméně fakt, že například na lokalitě Tyliossos od sebe období LM IB a LM III mohla oddělovat až 1,5 m silná vrstva, může tuto teorii zpochybňovat. Některé zdi z období LM I se zde navíc dochovaly až do 2 m výšky. Žádné stopy po zemětřesení však na nich hlášeny nejsou (viz *Driessen – Macdonald 1997*, 130 – 131).

2. K zemětřesení, které zasáhlo centrální část severní Kréty v období LM IB, nedošlo. Poškození palácové budovy na lokalitě Archanes-Tourkogeitonia nebylo způsobeno zemětřesením, ale je jiného původu. Jedním možným vysvětlením by mohl být extrémně silný požár (dosahující až teploty 1000 stupňů Celsia), který budovu zasáhl. Obecně se dá totiž říct, že vápenec není proti ohni dobře odolný. Praskliny patří mezi nejčastější projevy poškození ohněm, které lze na kameni pozorovat. Silné bloky

vápence (ze kterých byla budova postavena) mají tendenci utrpět větší poškození od žáru, protože se zahřívají pomaleji. Poškození se může navíc s narůstající teplotou zvětšovat. Jako východisko pro tuto teorii posloužila studie, zkoumající vliv ohně na třech druzích maďarského vápence (*Hajpál 2010*, 164-173). K potvrzení či vyvrácení teorie by však bylo zcela jistě potřebné podobně otestovat vápenec, z něhož byla palácová budova na lokalitě Archanes-Tourkogeitonia postavena.

3. Došlo k lokálnímu zemětřesení, které zasáhlo centrální část severní Kréty. Jestliže by zemětřesení mělo epicentrum severovýchodně od ostrova (obr. 14) nemuselo by k destrukci na lokalitách ležících západně a dále na jih od Knossu dojít. Proti této teorii jsou však důkazy z Nirou Chani, kde je zánik spojován pouze s požárem. Tak či onak situace v oblasti paláce Malia²¹ by nám mohla napovědět o něco více. Stejně tak je pak možné uvažovat o tom, že se zemětřesení vyskytlo na jižní straně ostrova²². Proti jsou však nálezy na sídlišti v okolí paláce Galatas, kde je doložena pouze destrukce požárem.

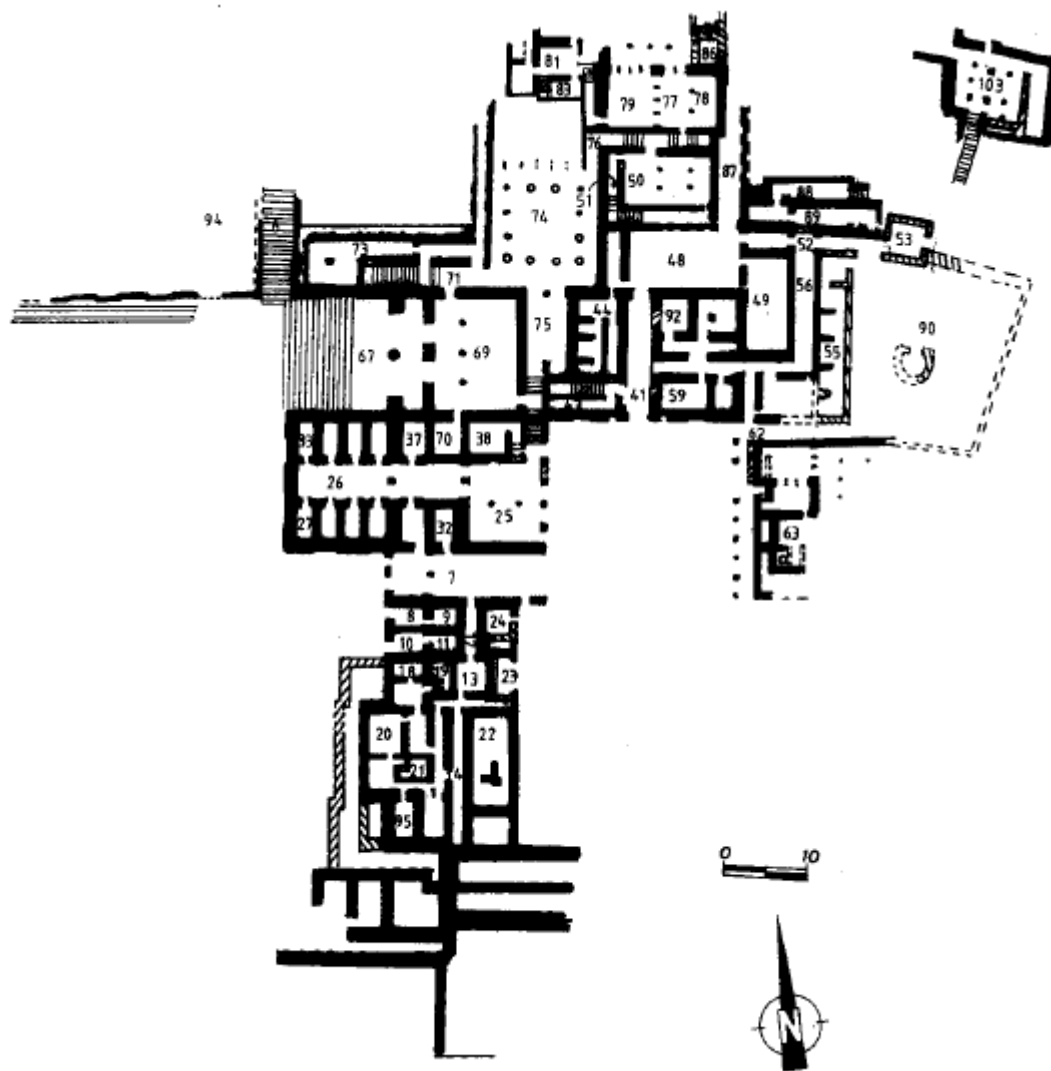
Nakonec je potřeba zmínit otázku chronologie destrukcí v období LM IB. Jak se zdá sídliště v oblasti bývalého paláce Galatas zaniklo v dřívější fázi tohoto období. Otázkou samozřejmě je, v jaké době zanikají ostatní lokality. V rámci severní centrální Kréty je možné stratigraficky doložit pouze jednu destrukční událost v období LM IB, nicméně doložit to, zda k této události došlo na všech místech ve stejnou dobu je prozatím nemožné (*Macdonald 2017*, 351). Již ve 40. letech sice Furumark přišel na základě analýzy keramického stylu s myšlenkou, že destrukce na lokalitách Tylissos a Nirou Chani jsou pozdějšího data než na ostatních lokalitách, ale tato myšlenka nebyla vědeckou většinou přijata (*Furumark 1941*, 81-84; *Driessen 2013*, 176). V současné

²¹ Viz kapitola Malia.

²² Viz kapitola Phaistos a okolní lokality.

době se vědci kloní spíše k názoru, že destrukce na lokalitách Nirou Chani, Tylissos a Knossos jsou časově shodné, ale dochází k nim později než v oblasti messarské nížiny (Rutter 2011, 326; Driessen 2013, 8).

9. Phaistos



Obrázek 35: Plán paláce Phaistos (zdroj: Driessen - Macdonald 1997, 196)

K destrukci prvního paláce dochází v období MM IIB. V období MM III dochází patrně k pokusům o přestavbu, nicméně od této snahy je upuštěno a palác je od období MM IIIB do raného LM IA z velké části opuštěn (*La Rosa 2012*, 590; *McEnroe, 2010* 82). Driessen a Macdonald předpokládají, že příčinou mohlo být zemětřesení, které lokalitu v této době zasáhlo. Podle stejných autorů spadá konstrukce druhého paláce (obr. 35) zejména do pozdního stupně LM IA, stupeň LM IB je v rámci paláce zastoupen pouze sporadicky a nabízí se tak jen málo dokladů o využívání komplexu v tomto období. Stejně tak se jeví jako pravděpodobné, že palác nebyl nikdy plně dostavěn (*Driessen – Macdonald 1997*, 195 – 196). Podle Vincenze La Rosy²³ je palác na konci období LM IA zničen zemětřesením v období santorínské erupce (*La Rosa 2012*, 590). Stavební činnost v období LM IB je nicméně zaznamenána zejména v jihozápadní části paláce (místnosti 8, 17, 18, 25 a v průchodu číslo 7), (*La Rosa 1992*, 240). Další důkazy o stavební činnosti v období LM IB ve své studii uvádí Orazio Palio (*Palio 2010*, 141-142). I McEnroe uvádí, že ke stavbě druhého paláce dochází v pozdním období LM IA a jeho výstavba dále pokračuje do LM IB a je tedy zhruba souběžná s výstavbou paláce Zakros. Na konci LM IB je pak palác zřejmě podobně jako Malia vyrabován a zničen ohněm (*McEnroe 2010*, 82). Driessen a Macdonald uvádí důkazy o destrukci ohněm v místnosti číslo 9 v západním křídle. Ve východním křídle byly nalezeny důkazy o LM IB destrukci v místnosti 63d. V jižní části místnosti byly rovněž nalezeny bronzové čepele a rhyton, které však spadají do pozdějšího období LM III (*Driessen – Macdonald 1997*, 195-199). La Rosa pak předpokládá destrukci zemětřesením a následným požárem. Důkazy o zemětřesení existují podle něj na nedalé lokalitě Ayia Triada (*La Rosa 2012*, 590).

²³ Přímé důkazy však La Rosa neuvádí a ani v jiných publikacích se je nepodařilo dohledat.

Dveře spojující chodbu číslo 52 s místností 88 byly v době před požárem zablokovány. Je tedy možné, že místnosti 88 a 89 byly v době finální destrukce již opuštěné. Mimo palác je destrukce spadající do období LM I²⁴ zaznamenána v oblasti *Northeast quarter*. Čtvrť byla patrně zničena již v období MM III, její centrální část (103) spolu s takzvanou *pillar hall* a schodištěm však byla využívána i v období nového paláce (*Driessen – Macdonald 1997, 195-199*).

V oblasti *Chalara quarter*, která se nachází na úpatí kopce, na němž byl palác vystavěn, byly rovněž zaznamenány důkazy o destrukci. Není ji však možné přesně datovat. Zde nalezená keramika může spadat jak do pozdního LM IA, tak i do LM IB. Nedá se tak vyloučit možnost, že ke zničení budovy došlo ještě před samotným zničením paláce (*Driessen – Macdonald 1997, 199-200*). Novější studie naopak tvrdí, že k destrukci tohoto komplexu dochází až po destrukci paláce ve finální fázi LM IB²⁵ (*Rutter 2011, 326*).

La Rosa uvádí, že palác se v novo-palácovém období jeví jako mnohem více izolovaný. Důkazy o osídlení v okolí pochází pouze z oblasti *Chalara* a *Ayia Photini*. Nápadná je zejména absence budov západně od paláce (*La Rosa 1992, 235*). Navíc budovy, které zde existovaly před zničením lokality, nedosahují takové kvality jako budovy předchozí (*Driessen – Macdonald 1997, 199*). Následné období LM II je z lokality známo pouze díky nálezům keramiky. K částečnému znovuosídlení pak dochází v období LM III. Jako důvod úpadku paláce a jeho omezené funkčnosti se jeví být přítomnost vily v *Ayia Triada*, která byla vybudována během období MM IIIB a zřejmě se postupně stala hlavním centrem oblasti s kontinuálním osídlením až do konce

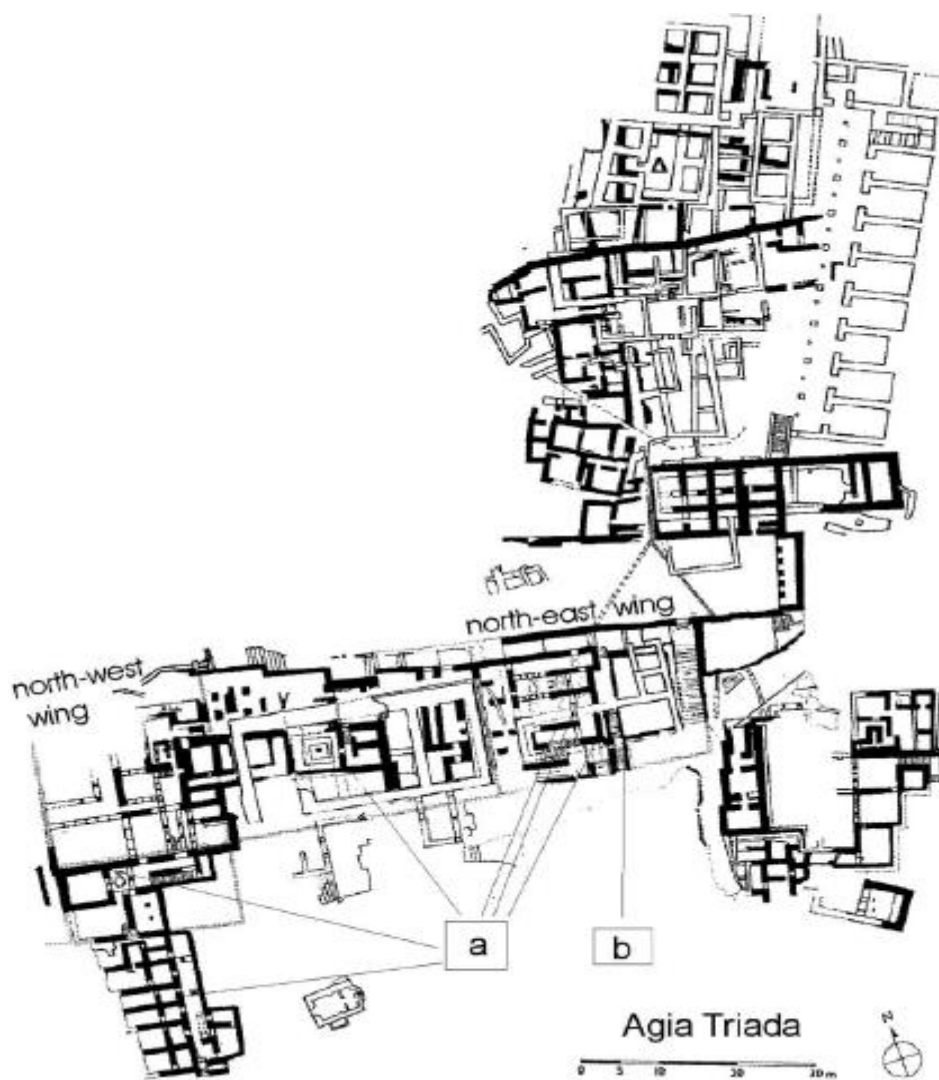
²⁴ Blíže nespecifikováno.

²⁵ K destrukci paláce mělo dojít v pozdní fázi LM IB a k destrukci *Chalara Quarter* ve finální fázi LM IB, pro niž někteří autoři navhli označení LM IC.

LM IB (*La Rosa 1992*, 235; *La Rosa 2012*, 506). V tomto období je stejně jako Phaistos vila zničena, přičemž nepanuje jednotný názor na důvod jejího zániku. Například Dario Puglisi zmiňuje pouze destrukci ohněm (*Puglisi 2011*, 274, 281). La Rosa naopak předpokládá, že vila byla zničena zemětřesením (*La Rosa 2012*, 506). S teorií o zemětřesení pracuje rovněž studie publikovaná v roce 2004²⁶. Na základě důkazů o zemětřesení, jenž byly nalezeny v rámci lokality Ayia Triada autoři rovněž předpokládají, že stejným způsobem byl zničen i nedaleký Phaistos (*Monaco – Tortorici 2004*, 103–116). Přímé důkazy o zemětřesení z období LM IA-B v rámci paláce a jeho blízkého okolí však v práci chybí a rovněž se o nich nezmiňují ani další autoři. V následujících kapitolách se proto zaměříme na lokality v blízkosti paláce – tedy na jižní část centrální Kréty.

²⁶ La Rosa při svých závěrech vycházel zřejmě právě z této studie.

9.1 Lokality v jižní části centrální Kréty



Obrázek 36: Plán lokality Ayia Triada. Písmena A (zdi) a B (schody) značí lokalizované důkazy zemětřesení (zdroj: Monaco – Tortorici 2004, 111)

Vila v Ayia Triada (obr. 36) se nachází 3 km severovýchodně od lokality Phaistos. Na konci období LM IA je zde doložena požárová destrukce a následná přestavba (Puglisi 2011, 269-271). V pozdní fázi období LM IB pak dochází ke zničení vily. Nicméně z lokality jsou známy i nálezy keramiky pocházející z finální fáze tohoto období. Zdá se tedy, že i přes destrukci nebyla lokalita okamžitě zcela opuštěna a

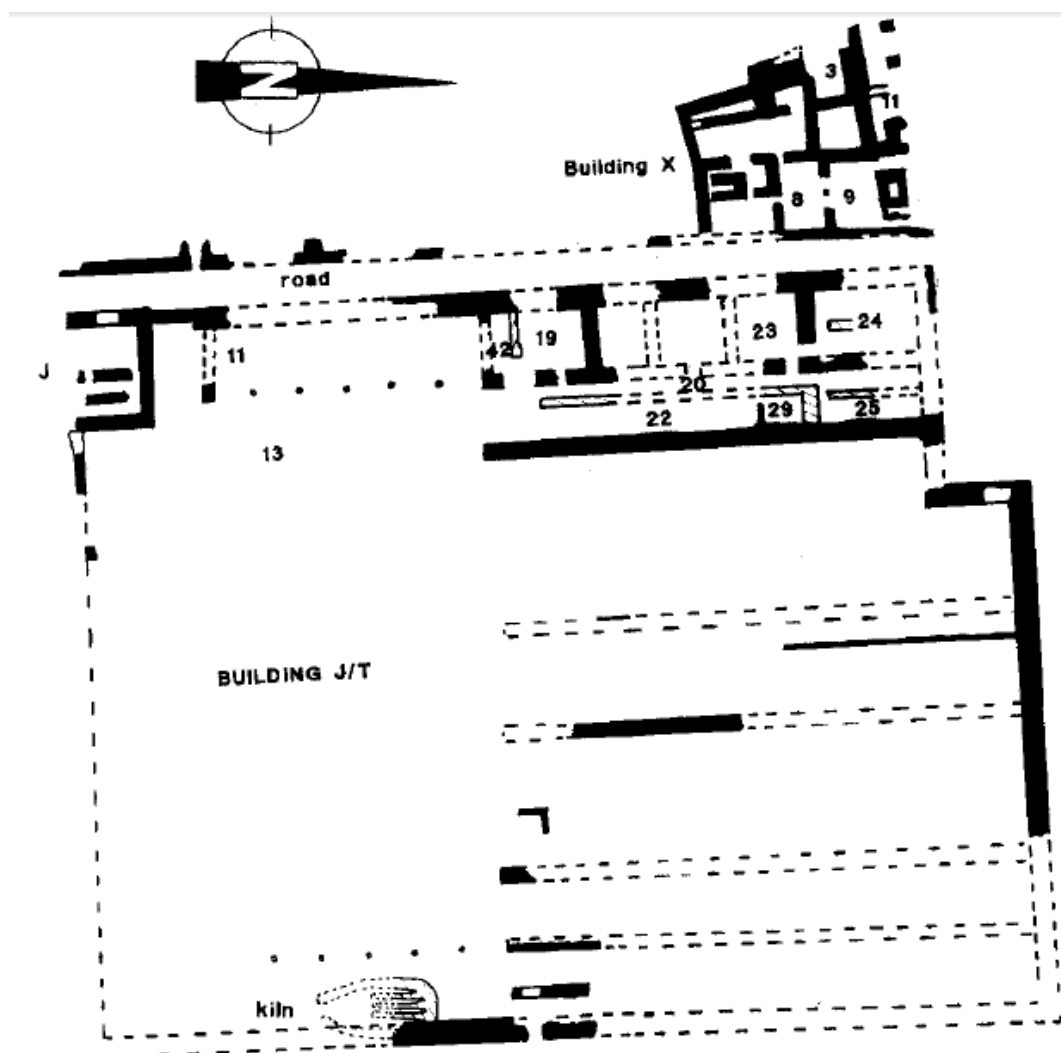
osídlení v ní po nějaký čas přetrvávalo (Rutter 2011, 326). Patrně nejdůležitější kontexty, které je možno přiřadit k finální destrukci vily byly nalezeny v místnostech I a D v takzvaném *Casa dei Fichi*. Dále pak byly tyto kontexty nalezeny v takzvaném *Vano del Pistrinum*, *Vano con Pilastro* a ve východních místnostech *Casa a Nord della Casa Est*. Vzájemná blízkost těchto budov, uniformita nalezené keramiky a stopy po požáru v destrukčních vrstvách svědčí o tom, že tyto struktury byly zničeny stejným ohněm, jakým byla zničena i samotná vila (Puglisi 2011, 277). Jak již bylo zmíněno výše, studie z roku 2004 však předpokládá, že za zničení vily mohlo zemětřesení. Jako důkazy o něm (obr. 37) uvádí autoři vychýlení zdí o 5-8° západním směrem v severozápadním křídle. V severovýchodním křídle jsou zdi vychýleny v severním směru o 10°. Na dalších místech byly nalezeny bloky vnějšího zdiva vychýlené podél vertikálních os o 5-10°. Schodiště v severovýchodním křídle bylo nakloněno západním směrem o 10°. Na zdech se rovněž vykytují praskliny. Na základě těchto důkazů došli autoři k závěru, že lokalita byla zasažena zemětřesením o intenzitě IX-X (destruktivní-devastující zemětřesení) podle stupnice MKS. K zemětřesení mělo dojít v nedaleké blízkosti lokalit a bylo způsobeno buď zlomem Spili a nebo zlomem Agia Galini (Monaco – Tortorici 2004, 109-114).



Obrázek 37: Vychýlená zeď v severozápadním křídle vily (zdroj: *Monaco - Tortorici 2004, 112*)

Na přístavní lokalitě Kommos (obr. 38) situaci komplikuje fakt, že lokalita byla v období LM III intenzivně osidlována, a tudíž se zde o starších obdobích nedochovalo mnoho informací. Mezi obdobími MM a LM IA byla lokalita zničena zřejmě zemětřesením. (*Driessen – Macdonald 1997, 208-209*). Snad se mohlo jednat o stejné zemětřesení, které zasáhlo první palác na lokalitě Phaistos (*Shaw, J – Shaw, M - Betancourt 1990, 393*). Z období LM IB pochází střepy poničené žárem, jenž byly

nalezeny v budově X. Nicméně žádná požárová destrukce zde nebyla doložena (Driessen – Macdonald 1997, 209).



Obrázek 38: Plán budovy J/T na lokalitě Kommos (zdroj: Driessen - Macdonald 1997, 208)

Monumentální budova J/T byla poničena požárem a minimálně její východní část se zborčila. Shaw tvrdí, že na vině mohlo být zemětřesení. K této destrukci však podle něj mohlo dojít i dříve než v LM IB. Byly zde prozkoumány části sedmi

místností, které vyplňovaly bloky popadaného zdiva. V místnosti 20 byla nalezena silná karbonizovaná vrstva²⁷, která dále pokračovala do místnosti 25 (obr. 39). V západní části místnosti 25b byl nalezen zbytek ohořelého trámu, který byl patrně součástí zhrouteného stropu. Po požáru pak byla budova přestavěna a její prostory byly přeorganizovány (*Shaw 1986, 252–253; Shaw, J – Shaw, M - Betancourt 1990, 393*). I přes tyto důkazy však nebyly nalezeny žádné stopy po masivní destrukci celé lokality. Navíc se zdá, že alespoň v některých částech je zachována kontinuita osídlení do období LM II a dále (*Shaw, J – Shaw - Betancourt 1990, 393*).



Obrázek 39: Požárová vrstva v místnosti 25 a popadaná omítka (pod měřítkem), (Zdroj: *Shaw 1986, 278*)

²⁷ V některých částech o mocnosti až 20-25 cm.

Poblíž dnešní vesnice Pitsidia se na úbočí malého kopce nachází pozůstatky minojské „vily“ (obr. 40) zničené v období LM IB. Lokalita byla zkoumána od 80. let doktorkou Vallianou. Zdi budovy se na západní straně dochovaly do výšky 1,2-1,4 m. Zdi na východní straně se naopak dochovaly v mnohem menší míře. Exkavace odhalily zborcené zdi patrové budovy v jihovýchodním směru. Na lokalitě bylo rovněž nalezeno několik stop po ohni a žádné cenné předměty. Podle Vallianou byla tato destrukce způsobena zemětřesením. Autorka se rovněž domnívá, že stejné zemětřesení postihlo i další lokality v oblasti Messarské nížiny a Krétu celkově²⁸ (Vallianou 1996, 154-161; Vallianou 2011, 372-373). Jusseret však tvrdí, že v budově byly nalezeny pouze ojedinělé stopy po požáru, což může ukazovat spíše na žhárství. Stejně tak absence cenností může spíše než se zemětřesením souviset s plánovanou evakuací nebo rabováním. Podle stejného autora je rovněž nepravděpodobné, že by samotné zemětřesení mohlo vést k následné depopulaci regionu, která trvala zhruba 100-150 let (LM II-LM IIIA), (Jusseret 2017, 232-233).

²⁸ Ve svém článku Vallianou předpokládá, že například destrukce Knossu a lokalit v oblasti messarské nížiny jsou časově shodné. Odklání se tak od dalších autorů, kteří ve stejné publikaci tvrdí opak.



Obrázek 40: Lokalita Pitsidia (pohled z jihu); (zdroj: <http://www.minoancrete.com/pitsidia.htm>)

Za zmínku rovněž stojí ostrov Gavdos nacházející se zhruba 48 km jižně od Kréty. Od roku 2005 je zde zkoumán komplex budov postavený ve střední době bronzové. Na konci období LM I²⁹ zde rovněž mělo dojít k zemětřesení, které zničilo zdi budov a zapříčinilo požár (*Kopaka 2015, 64*).

9.2 Závěr

Situace v rámci jižní části centrální Kréty se jeví být poměrně zajímavá. Z paláce Phaistos nepochází žádné přímé důkazy o zemětřesení, nicméně na ostatních lokalitách je tomu právě naopak. Zemětřeseními jako takovými se zabývá pouze, již

²⁹ Není však uvedeno jestli na konci LM IA či B.

několikrát zmiňovaná studie z roku 2004, které je však možné vytknout několik poměrně zásadních faktů.

1. Nejsou zde uvedeny žádné archeologické doklady, na základě kterých by bylo možné poškození zachycené na budovách datovat.

2. Byly zkoumány důkazy pro zemětřesení v období MM IIB na lokalitě Phaistos a důkazy pro zemětřesení v období LM IB na lokalitě Ayia Triada. Jestliže byly zkoumány obě lokality, proč autoři uvádí doklady o zemětřesení v LM IB pouze v rámci Ayia Triada a následně usuzují, že obě lokality byly zničeny zemětřesením?

3. Ve studii se rovněž uvádí, že návratová perioda zemětřesení pro zlom Spili činí zhruba 1,4-2 tisíce let. Zemětřesení se ale ve zdejší oblasti mělo odehrát v období MM IIB a LM IB. Tedy zhruba během 250 let. Autoři se tento problém snaží vysvětlit dvěma způsoby: buďto došlo k zemětřesení na zlomu Spili a následně o několik set let později na zlomu Agia Galini a nebo je zlom Spili charakteristický výskytem neperiodických zemětřesení. Tyto teorie však nepotvrzují výsledky studie, jež se zabývala paleo-historií zemětřesení na zlomu Spili. V období doby bronzové zde totiž nebyla žádná zemětřesení zaznamenána (*Mouslopoulou et al. 2013, 595 – 604*).

K zemětřesení samozřejmě mohlo dojít i na jiných místech³⁰. Pokud k němu/nim skutečně došlo³¹ je otázkou, zda skutečně zapříčinily celkové zničení a opuštění daných lokalit. Na základě doposud publikovaných prací se však zdá, že nikoliv. Vila v Ayia Triada byla sice zničena v pozdní fázi LM IB, byla zde však nalezena i keramika z finální fáze tohoto období. Zdá se tak, že vila byla osídlena i v době po destrukci.

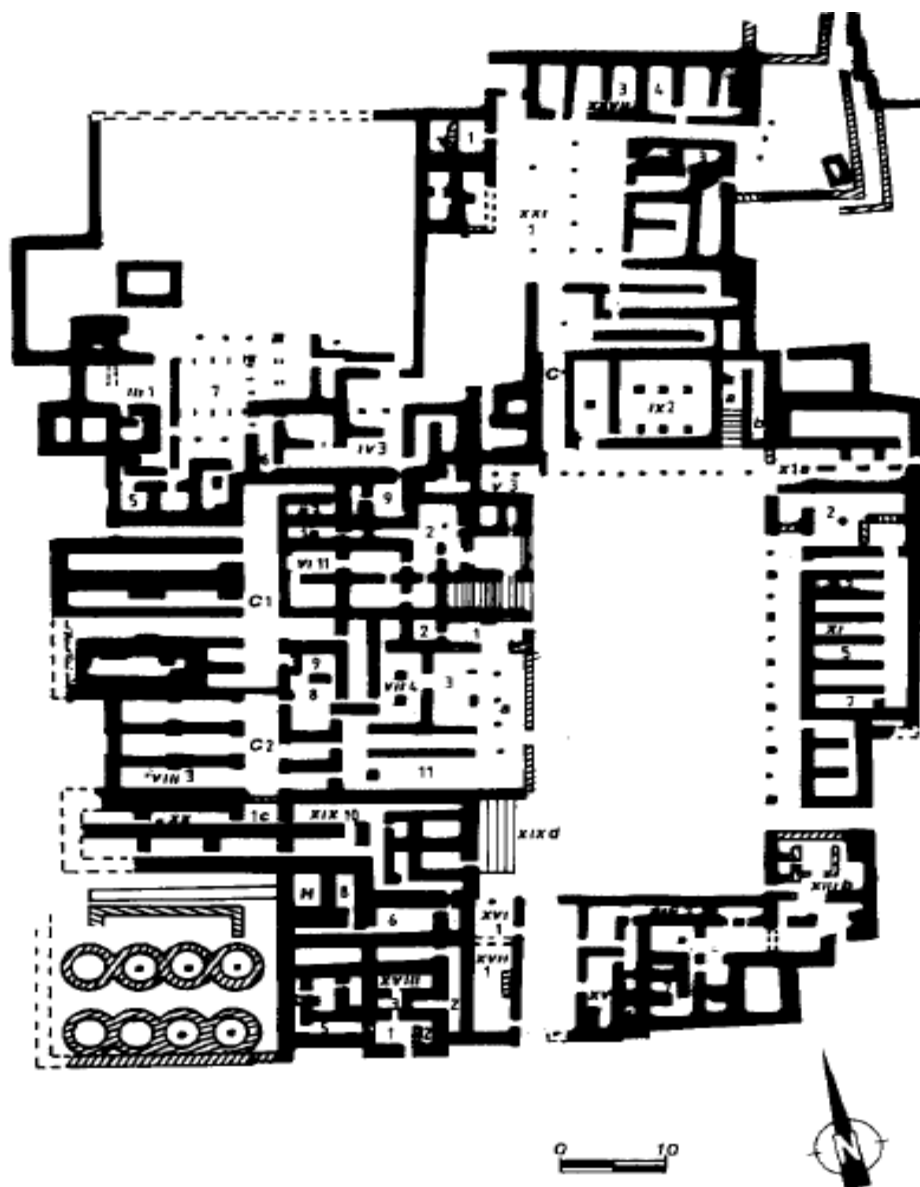
³⁰ Oblast jihozápadně od ostrova se v tomto směru jeví poměrně aktivní. Zemětřesení bylo (snad) zaznamenáno i na ostrově Gavdos vzdáleném 48 km od ostrova. V současné době však není jasné, jestli k němu došlo v období LM IA či IB a zda se tak mohlo jednat o jedno zemětřesení, které poničilo osídlení na ostrově a lokality v jižní části ostrova.

³¹ Zemětřesení na vybraných lokalitách sice nebyly zatím potvrzeny speciálními archeoseismologickými studiemi. Nicméně je dobré mít na paměti, že zničení budov zemětřesením je zde hlášeno z několika lokalit a od rozdílných vědců (na rozdíl například od severní části centální Kréty pro období LM IB).

Stejně tak byla tato keramika nalezena v komplexu *Chalara* poblíž paláce Phaistos. Na lokalitě Kommos je doložena destrukce pouze ve východní části budovy J/T³². Navíc se zdá, že kontinuita osídlení zde pokračuje i v dalších obdobích. Pouze vila nedaleko Pitsidie byla na konci LM IB zcela zničena.

³² Je však otázkou zda je možné tuto událost datovat do stejné doby jako destrukce na lokalitách Ayia Triada a Pitsidia. Shaw uvádí jako období destrukce pouze LM I bez další specifikace (*Shaw - Shaw 1986, 252*)

10. Malia



Obrázek 41: Plán paláce Malia (zdroj: *Driessen – Macdonald 1997, 181*)

Navzdory mnohaletým archeologickým výzkumům je stále obtížné přesně datovat jednotlivé architektonické fáze paláce. Kontinuální osídlení lokality, společně s budováním nového paláce spadají do raného středně minojského období. Je proto

těžké určit zda ke stavebním modifikacím docházelo v posledních fázích osídlení paláce nebo v obdobích, které jim předcházely (*Driessen – Macdonald 1997, 182*). Situaci neulehčuje ani stav relativní chronologie lokality, která nedosahuje takové úrovně jako na jiných lokalitách. Jedním z hlavních důvodů je nedostatek stratigrafických výzkumů novopalácových kontextů. Navíc z míst, kde byly stratigrafické výzkumy prováděny, chybí příklady dlouhých stratigrafických sekvencí. Aleydis Van de Moortel se v jedné z posledních studií zabývajících se s touto problematikou snaží se situaci vypořádat tak, že srovnává krátké stratigrafické sekvence z jednotlivých částí paláce na základě podobnosti v keramickém stylu (*Van de Moortel 2011, 534*).

Driessen a Macdonald ve své práci pracují se třemi hlavními architektonickými fázemi nového paláce. K první mělo dojít v období MM III – LM IA, ke druhé velké rekonstrukci pak dochází v pozdním období LM IA a konečně ke třetí v období LM IA – IB. Poslední rekonstrukce je charakterizována sérií oprav a přidáním zdí, které blokovaly vstupy do jednotlivých míst paláce. V Malii se na rozdíl od jiných paláců hojně využívaly jako stavební materiál nepálené cihly v přízemních částech budov. Podle autorů spadá využití tohoto materiálu do poslední fáze paláce a představuje levnou náhradu jiných materiálů (*Driessen – Macdonald 1997, 182*). Naproti tomu Van de Moortel a Pascal Darcque rozlišují v severovýchodní oblasti paláce stavební aktivitu počínaje v raném období LM IA (zde dochází k dostavení této části k již existujícímu novému paláci). Druhá stavební fáze se datuje do pokročilého stupně LM IA, na konci tohoto období pak dochází k destrukci. Ve stupni LM IB pak začíná poslední třetí fáze výstavby (*Van de Moortel – Darcque 2006, 177-188; Van de Moortel 2011, 534-548*). Vystává tak otázka, kdy došlo k finální destrukci paláce a okolního města. Od 50. let minulého století bylo publikováno několik odlišných názorů na zničení lokality. Někteří

badatelé upřednostňovali názor, že k destrukci ve městě i paláci došlo ve stejnou dobu, jiní pak pracovali s tím, že destrukce nejsou časově shodné (detailně *Driessen – Macdonald 1997*, 192 – 193). V současné době rovněž nepanuje úplná shoda v tom, kdy k destrukci/ím došlo. Driessen vidí jako pravděpodobnější variantu, že k destrukci paláce dochází na konci období LM IA nebo na začátku LM IB (*Driessen 2012*, 564). Van de Moortel naopak předpokládá, že k finální destrukci paláce a zřejmě i města dochází na konci období LM IB (*Van de Moortel 2011*, 548). V následujícím období je pak lokalita pravděpodobně na krátkou dobu opuštěna a později (v období LM II) znovu osídlena ve skromné podobě (*Poursat 2010*, 265).

10.1 Malia v období LM IA

Podle současných názorů nastává v období LM IA konec autonomie paláce Malia. Paradoxně však z tohoto období pochází ta nejkvalitnější architektura. Mnohé části paláce a jeho okolí jsou přestavěny podle vzoru paláce v Knossu. Jedná se například západní křídlo paláce a o velké domy Epsilon, Zeta-Alpha a Beta postavené v knosském stylu (*Poursat 2010*, 264). Centrální nádvoří paláce Malia nabývá rovněž v tomto období prakticky identické rozměry jako to v Knossu (*Driessen – Macdonald 1997*, 183; *Driessen 2012*, 565).

Z oblasti paláce a města však nicméně nejsou známi žádné spolehlivě datovatelné administrativní záznamy. Prestižní předměty jsou rovněž vzácné. Kamenný rhyton (pocházející snad z Knossu) na kterém je zachycena dvou géniů při libaci, je jediným takovým předmětem nalezeným uvnitř paláce. Fragmenty fresek jsou rovněž vzácné. Keramika je ovlivněna knosskou produkcí a nejsou zde známá žádná výrobní centra porovnatelná s těmi ve východní části ostrova. Z oblasti nejsou rovněž známy žádné známky námořních aktivit. V rámci náhorní plošiny Lasithi dochází v tomto

období k úpadku a depopulaci. Je proto těžké si představit, že v tomto období byl palác autonomní a dokázal soupeřit s konkurencí v Knossu. Spíše se jeví jako pravděpodobné, že přestavba paláce probíhala pod taktovkou vůdčích sil sídlících v Knossu, protože například vila v Ayia Triada byla podle Jeana-Clauda Poursata v tomto období vybudována rovněž pod nadvládou Knossu. Z tohoto pohledu se Malia jeví jako místo, které zajišťovalo paláci v Knossu kontrolu nad přístupem na východní část ostrova (*Poursat 2010, 264 – 265*).

Důkazy o destrukci uvnitř paláce na počátku období LM IA byly podle Driessena a Macdonalda nalezeny v oblasti tzv. *Central hall* severně od centrálního nádvoří (obr. 41). Keramika, která zde byla nalezena společně s fragmenty fresek a pemzou spadá právě do počátku tohoto období. Dá se předpokládat, že v tomto období byla *Hypostyle hall*, alespoň částečně přestavěna, protože nad destrukční vrstvou bylo nalezeno dláždění. Otázkou je zda zdi z nepálených cihel postavené naproti západní a jižní zdi *Hypostyle hall* spadají rovněž do rané fáze LM IA. Každopádně k zablokování jednoho z vchodů stěnou z nepálených cihel dochází po destrukci ohněm (*Drissen – Macdonald 1997, 182-183*).

Přijmeme-li názor, že v tomto období dochází k přestavbě oblasti severně od centrálního nádvoří, zdá se jako logické, že při nejmenším některé části východního a západního křídla, které byly propojené se severním nádvořím, musely být přestavěny rovněž (*Drissen – Macdonald 1997, 182*).

Výstavba severního křídla stejně tak jako jeho severovýchodní části (*Abords Nord-Est*) spadá na základě architektonických vztahů patrně rovněž do počátku období LM IA (*Van de Mortel 2011, 535*). Z oblasti nedaleko severovýchodního vchodu do severní části paláce pocházejí důkazy o destrukci. Suť ze zničené části paláce zde

vyplňovala sníženinu v terénu. Po této destrukci dochází k opravám, které zmenšily severovýchodní vchod do paláce. Vstup se tak stal více obtížným. K podobným změnám jako v severní části paláce dochází i ve východním křídle. Dají se zde rozlišit dvě architektonické fáze, jejich přesné datování však není možné (*Driessen – Macdonald 1997, 183-185*)

V západním křídle dochází v pozdním období LM IA k zablokování několika vchodů a tzv. *Long Coridor*. Například jižní část západního křídla byla zcela zablokována v momentě destrukce. Vychýlené bloky zdiva v jedné z místností v západní části, společně s opravami a zpevnováním zdí v západním křídle mohou naznačovat poškození zemětřesením. Podle Driessena a Macdonalda však mohou rovněž spadat k přebudování paláce na počátku LM IA, kdy byly přistavěny místnosti ve vyšších patrech. Každopádně zmenšení vstupů do paláce stejně tak jako zablokování některých chodeb a dveří či opuštění oblasti jihozápadního křídla naznačují, že palác mohl být v čase finální destrukce již částečně opuštěn (*Driessen – Macdonald 1997, 186*). S tímto názorem se neztotožňuje Van de Moortel, podle níž na základě nálezů keramiky z LM IB byl palác v této době plně využíván (*Van de Moortel 2011, 545*)

V okolí paláce byla destrukce zaznamenána v tzv. *Quarter Nu*. V této vrstvě byla rovněž nalezena pemza. Přesto však není podle exkavátorů možné prokazatelně spojit tuto destrukci s erupcí Santorini. Zdá se však, že k destrukci došlo ve stejné době jako v oblasti *Abords Nord-Est* spadající do pozdního období LM IA. Destrukční vrstva rovněž koresponduje s fází IV v sektoru Pí, k jehož opuštění dochází v tomto období (*Devolder 2012-2013, 72; Driessen 2013, 6*).



Obrázek 42: Palác Malia a jeho okolí (Zdroj: Poursat 2010, 261)

Část systému ulic v oblasti tzv. *Quarter Delta* (obr. 42) přestává být zřejmě používána v pozdním LM IA. Pravděpodobně ve stejném období je zničen ohněm dům Da. Původně proto-palácová struktura domu Db je v období LM IA přestavěna a na jeho konci jen tento dům rovněž zničen ohněm (Driessen – Macdonal 1997, 186; Driessen 2012, 565).

V komplexu nazvaném Agora (obr. 42) se nachází nádvoří vystavené zřejmě během období MM IB či MM II. Od období LM I ztrácí tato oblast svůj význam. Nádvoří bylo obklopeno veřejnými i soukromými budovami, některé z nich byly

využívány ještě v období LM I, jiné byly zničeny v období MM II a nahrazeny jinými konstrukcemi. Jižně od nádvoří se nachází takzvaná *Hypostyle Crypt*, plnící zřejmě funkci shromáždění obklopeného magazíny, jehož funkce v období LM IA rovněž upadá a nakonec je zničeno ohněm. Poté jsou některé místnosti zdejších budov rozděleny zdmi na menší části a jiné jsou opuštěny (*Driessen – Macdonald 1997, 187-188; Driessen 2012, 562 – 563*).

Nedaleký *Quarter Lambda* (obr. 42) se skládá ze tří menších domů, které byly patrně opuštěny během období LM I a od období LM II případně LM III znovu osídlovány. Například takzvaný *Maison de la Cave au Pilier* byl během období LM IA opuštěn bez známek po destrukci a následně znovu osídlen v období LM IIIB (*Driessen – Macdonald 1997, 187-188*).

10.2 Malia v období LM IB

K finální destrukci paláce dochází pravděpodobně v období LM IB. Ve třech největších domech (Epsilon, Beta, Zeta-Alpha), (obr. 42) bylo nalezeno několik příkladů kompletních váz spadajících do období LM IB. Stejně tak zde bylo nalezeno i několik prestižních objektů jako například váza z egyptského alabastru, porovnatelná s dalšími vázami nalezenými v Knossu a Zakru. V domu Beta-Zeta byla pak nalezena kamenná sfinga. Tyto předměty patrně nereflektují přímé kontakty s východem, ale spíše se dají spojit s elitami z Knossu (*Poursat 2010, 265*).

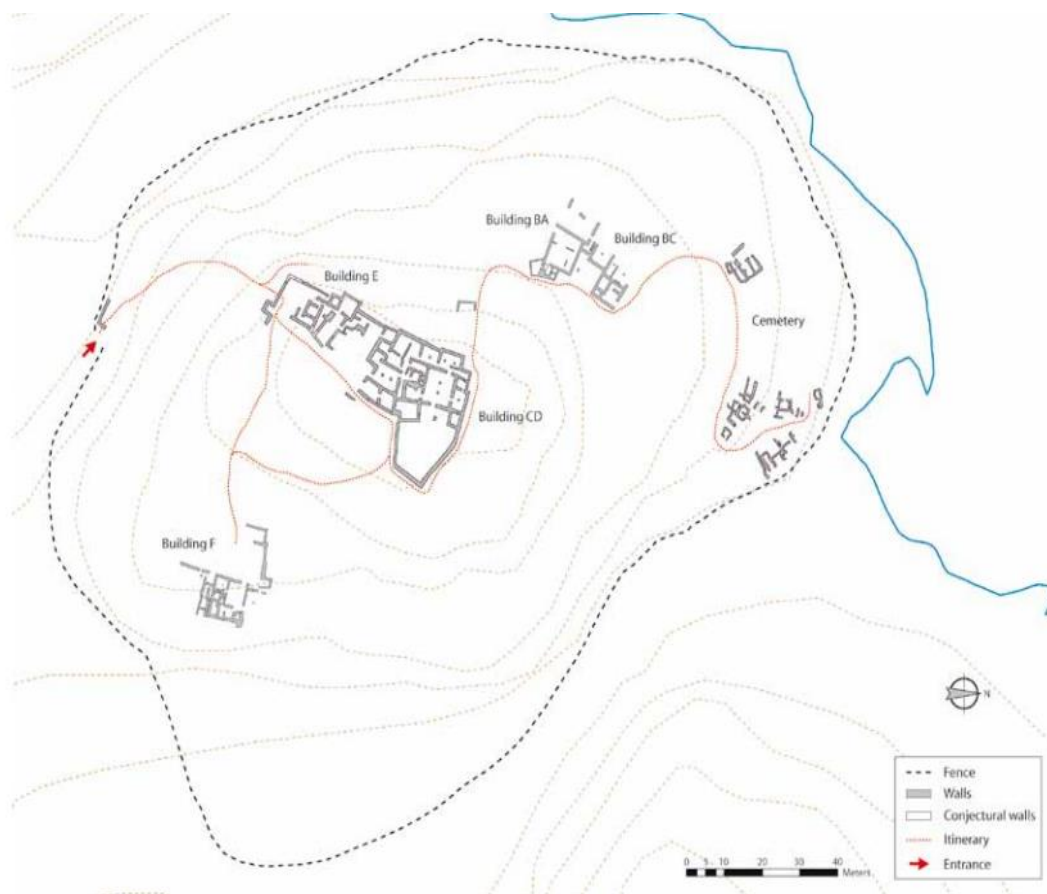
Keramika nalezená uvnitř paláce byla většinou nedekorovaná a běžné kvality, je proto možné, že byl palác před samotnou destrukcí vyklizen, opuštěn nebo vyrabován. Nálezů keramiky, která by se dala spojit s destrukcemi uvnitř paláce, tudíž není mnoho.

V období destrukce paláce dochází rovněž k opuštění oblasti *Abords Nord-Est*. Části zdi paláce popadaly do této oblasti a pokryly keramiku a sutiny, které se zde nacházely. Podle Van de Moortelové zde objevená keramika spadá do pozdního období LM IB. Tyto nálezy autorka porovnává s další nalezenou keramikou uvnitř paláce, kterou také datuje do závěru LM IB stejně tak jako nálezy z domů Za, Zb a E a zařazuje tak finální destrukci paláce a města, kterou spojuje s požárem, právě do tohoto období. V jihovýchodním rohu *Abords Nord-Est* byly navíc v destrukční vrstvě nalezeny tři vázy poškozené silným žářem (*Van de Moortel 2011, 542-548*).

Další důkazy o destrukci pocházejí z domů Za a Zb (Quarter Zeta), (obr. 42). Z domu Za se dochovaly většinou pouze jen základové zdi. Sklady 26, 27 a 28 byly naplněny keramikou a sutí, která podle Driessena a Macdonalda svědčí o nebývale silné destrukci, jenž se liší od ostatních destrukčních vrstev nalezených v budově. Jako možné původce této destrukce uvádějí autoři: „Fire and Earthquake?“. Datování destrukce domu není zcela zřejmé, protože se zde vedle sebe našla keramika pocházející jak z období LM IA a tak i LM IB. Přesto se Driessen přiklání stejně jako Van de Moortel k destrukci v období LM IB (*Driessen - Macdonald 1997, 188 – 189; Driessen 2012, 565; Van de Moortel 2011, 542-548*).

U domu Zb je pak doložena pouze destrukce ohněm, přičemž část domu mohla být v čase finální destrukce již opuštěna. Nalezená keramika na rozdíl od domu Za jasně svědčí o destrukci v LM IB (*Driessen – Macdonald 1997, 189 – 190*).

10.3 Sissi



Obrázek 43: Plán lokality Sissi (Zdroj: *Driessen et al. 2013, 18*)

Pobřežní lokalita Sissi (obr. 43) se nachází zhruba tři kilometry východně od paláce Malia. Výzkumy zde začaly v roce 2007 a přinesly zajímavé poznatky o osídlení, jehož počátek je kladen na počátek doby bronzové. V tomto období dochází také poprvé k osídlení lokality Malia, z které se však postupem času stává významnější centrum, jehož význam podtrhuje výstavba paláce. Během období LM IA se však Malia dostává pod vliv Knossu, který je patrný i na lokalitě Sissi. Na opevněném pahorku dochází od MM IIIB k výstavbě monumentálních budov vystavěných kolem centrálního nádvoří. Nalezená keramika ukazuje na vliv Knossu, nicméně známá je i místní produkce, což

může naznačovat určitou formu nezávislosti sídla. Z tohoto období jsou na lokalitě doloženy dílny a velké čtvercové budovy patrně sloužící jako sklady (*Driessen 2011*, 54-56).

Zajímavý nález poskytly vykopávky v oblasti budovy K. Společně s keramikou spadající do období LM IA, zde byla nalezena tefra pocházející se santorínské erupce. Jedná se prozatím o nejzápadněji doložený nález tefry, která zde byla navátá větrem. Zda mohla opuštění komplexu způsobit santorinská erupce není doposud jasné, nicméně na základě nálezů keramiky je možné, že k jeho opuštění začalo docházet již před erupcí. Z období santorínské katastrofy pocházejí z lokality rovněž známky po destrukci, která snad může být spojována s cunami. Na konci LM IA jsou rovněž opuštěny budovy G až L. K finální destrukci dochází v období LM IB. Jako důvod zániku je uváděn požár (*Driessen 2016*, 6-8; *Driessen 2011*, 53-54; *Driessen 2013*, 6).

V následných obdobích LM IIIA2-B však dochází k vyrovnání terénu a znovuosídlení lokality. Zbytky původního osídlení (zejména na vrcholu pahorku) tak byly do značné míry poničeny novou zástavbou a zemědělskou činností (*Jusseret 2014*, 2). Díky své strategické pozici pak lokalita v této době získává na významu (*Driessen 2011*, 11).

10.4 Závěr

Situace na lokalitě Malia je stejně tak jako v případě Knossu značně problematická. Během období LM IA začíná palác ztrácet svůj význam a zřejmě se dostává pod vliv elit z Knossu. Doklady o zemětřesení v tomto období jsou sporadické a stejně tak jako v rámci lokality Knossos se dají označit spíše pouze za hypotetické, nicméně jejich absence může souviset s přestavbou paláce a následným znovu

osidlováním lokality. Během období LM IA dochází k opuštění některých objektů v okolí paláce. Jedná se například o domy v *Quarter Delta*, *Lambda*, oblast takzvané Agory, *Quarter Nu* a sektor Pi. Z této doby jsou známy ve většině případů požárové vrstvy. Výjimkou je například dům v *Quarter delta*, který byl opuštěn bez známek po destrukci.

Otázkou zůstává, zda byl palác v následujícím období plně osídlen. Driessen na základě vývoje architektury a absence keramického materiálu předpokládá, že palác byl již částečně opuštěn. Van de Moortel je naopak na základě nových důkazů dokládá jeho plné osídlení. Keramického materiálu v rámci paláce však stále nebylo nalezeno mnoho. Můžeme tedy s určitostí tvrdit, že lokalita byla plně osídlena?

Jako příčina finální destrukce paláce se většinou uvádí požár. Francouzská studie z roku 2000 uvádí jako příčinu zániku lidský faktor, přičemž je zde vyslovena myšlenka, že požárové vrstvy se v rámci budov nachází pouze v určitých částech a nemusí jich být známo mnoho. Je tedy otázkou, zda oheň mohl skutečně způsobit to, že budova již nemohla být nadále obývána, nebo za příčinou opuštění stojí jiné důvody. Mimo to podle autorů samotné důkazy o přítomnosti ohně v místnostech nemusejí nutně vždy znamenat jejich destrukci, ale mohou být jiného charakteru (*Poursoulis – Dalongeville – Helly 2000, 262 - 264*). Jako poněkud zvláštní se však jeví fakt, že jako příklad autoři uvádí dům Epsilon, přičemž například Poursat předpokládá, že zrovna tento dům v období LM IB destrukci unikl (*Poursat 2010, 265*). Driessen navíc uvádí, že vzhledem k přestavbám domu v jednotlivých obdobích není možné přesně určit dobu, kdy byly jednotlivé části komplexu zničeny (*Driessen 2012, 566*).

Další studie z roku 2013, která se zabývá archeomagnetickými daty požárových vrstev v paláci a jeho okolí tvrdí, že k destrukci v rámci paláce a domu Da, došlo

současně³³. Tato studie pracuje se staršími teoriemi, ve kterých představuje keramika období LM IA, IB (případně LM II) jedno období (*Downey 2011*, 21-31).

Důkazy, které by mohly potvrzovat zemětřesení, se našly ve východní části lokality v rámci domu Za. Jedná se však opět pouze o nepřímé důkazy, ke kterým bychom snad mohli připočítat popadané zdivo paláce, které bylo nalezeno v oblasti Abords Nord-Est. Celková destrukce zemětřesením se však na základě doposud známých důkazů nejeví jako pravděpodobná. Rovněž však můžeme na základě výše zmíněných skutečností prohlásit, že zatím není možné určit přesnou příčinu zániku paláce.

Nálezy z nedaleké lokality Sissi naznačují určitou formu decentralizace v regionu v období nových paláců. Nálezy tefry ze santorínské erupce a nepřímé důkazy o cunami zatím nemohou s určitostí potvrdit, že za opuštěním lokality stála Santorínská erupce, protože k tomuto jevu mohlo docházet již dříve. Stejně tak je možné uvažovat o určitém boji o moc se sousedním palácem v Malii, který vedl k postupnému úpadku, nebo se mohlo jednat o prosté rozhodnutí místního obyvatelstva (*Driessen 2016*, 9).

Každopádně archeologické záznamy o požárových destrukcích pochází jak z období LM IA tak i LM IB. Důkazy o zemětřeseních nejsou z lokality známé. Na vině však může být špatný stav dochovaných novo-palácových kontextů, zapříčiněný následným znovuosídlením a novodobou zemědělskou aktivitou.

³³ Výsledky přinesly 95% shodu.

11. Zakros



Obrázek 44: Plán paláce Zakros (*Driessen - Macdonald 1997, 236*)

V současné době není možné určit, zda „novému“ paláci (obr. 44) na lokalitě Kato Zakros předcházela starší palác. Materiál z období MM IIIB-LM IA³⁴ byl nalezen v oblasti východního a jižního křídla paláce. Pod východním křídlem budovy se pak našly zbytky monumentální budovy, nicméně zatím není možné stanovit, zda tato budova představuje palácovou strukturu (*McEnroe 2010, 83; Platon 2010, 517*).

Stavba „nového“ paláce započala patrně v pozdním období LM IA³⁵ a pokračovala do období LM IB, kdy dochází k destrukci. Některé části paláce však mohly být opuštěny již dříve v LM I. (*McEnroe 2010, 83; Platon 2010, 517*). Na rozdíl od paláců Malia a Phaistos však zde byly nalezeny cenné předměty (*Platon 1971, 285-298*). K následnému částečnému znovuosídlení lokality pak dochází ve dvou fázích a to v období LM II/IIIA1 a LM IIIA2. Lokalita tak patrně nebyla osídlena zhruba 30-40 let (*Zoitopoulos 2012, 7-8*).

Destrukci paláce se ve své knize zabýval Nicholas Platon. Podle něj byly na lokalitě zaznamenány dvě destrukce, přičemž druhá přivodila zánik jak paláce, tak i okolního osídlení. Po první destrukci, která se měla odehrát během období LM IA, byl palác společně s městem přestavěn, bez výrazných zásahů do původních plánů. Původcem této destrukce mohlo být podle Platona zemětřesení, nicméně vzhledem k následnému přebudování paláce i města, nebylo možné tuto teorii s jistotou potvrdit. Destrukční vrstvy navíc stejně tak jako ty z pozdější destrukce obsahovaly tefru (*Platon 1971, 265-268, 401*). Driessen a Macdonald však uvádí, že zřejmě pouze tefra z LM IA vrstev může být spojována s erupcí Santorini (*Driessen – Macdonald 1997, 240*).

³⁴ Lefteris Platon nepovažuje toto období za přechodné, ale za fázi, která končí na konci LM IA (*Platon 2011, 626*).

³⁵ Driessen a Macdonald uvádí, že ke konstrukci paláce dochází v raném LM IA (*Driessen – Macdonald 1997, 235*).

Ke druhé destrukci na lokalitě dochází podle N. Platona o nějakou dobu později v období LM IB. Částečně za ni měly nést vinu opět zemětřesení, pro které však v tomto období existují přesvědčivější důkazy. Jmenovitě se jedná o popadané nebo zkřivené příčky, vychýlené či posunuté zdi a popadané masy zdiva. Dalším činitelem destrukce pak byl oheň zaznamenaný obzvláště ve východním křídle paláce. Oheň sice mohl být vyvolán zemětřesením, ale fakt, že byly požárové vrstvy zaznamenány v paláci a okolním osídlení, stejně tak jako na dalších lokalitách napříč Krétou tuto variantu podle autora vyvrací. Intenzita ohně navíc nevysvětluje tloušťku některých požárových vrstev ve skladech, kde byly ze dřeva vyrobeny pouze dveře, okna a stropní trámy. Díky nálezům, jejichž složení Platon popsal jako „strange substance“ tak byla finální destrukce lokality spojena s erupcí ostrova Théra. Onou zvláštní substancí mělo být magma, které bylo vyvrženo při erupci a způsobilo rozsáhlé požáry. Další škody pak mohly způsobit sekundární projevy erupce a to zejména cunami (Platon 1971, 285-298). Zajímavé však je, že nejsou známy žádné oběti této katastrofy či katastrof (Driessen – Macdonald 1997, 240).

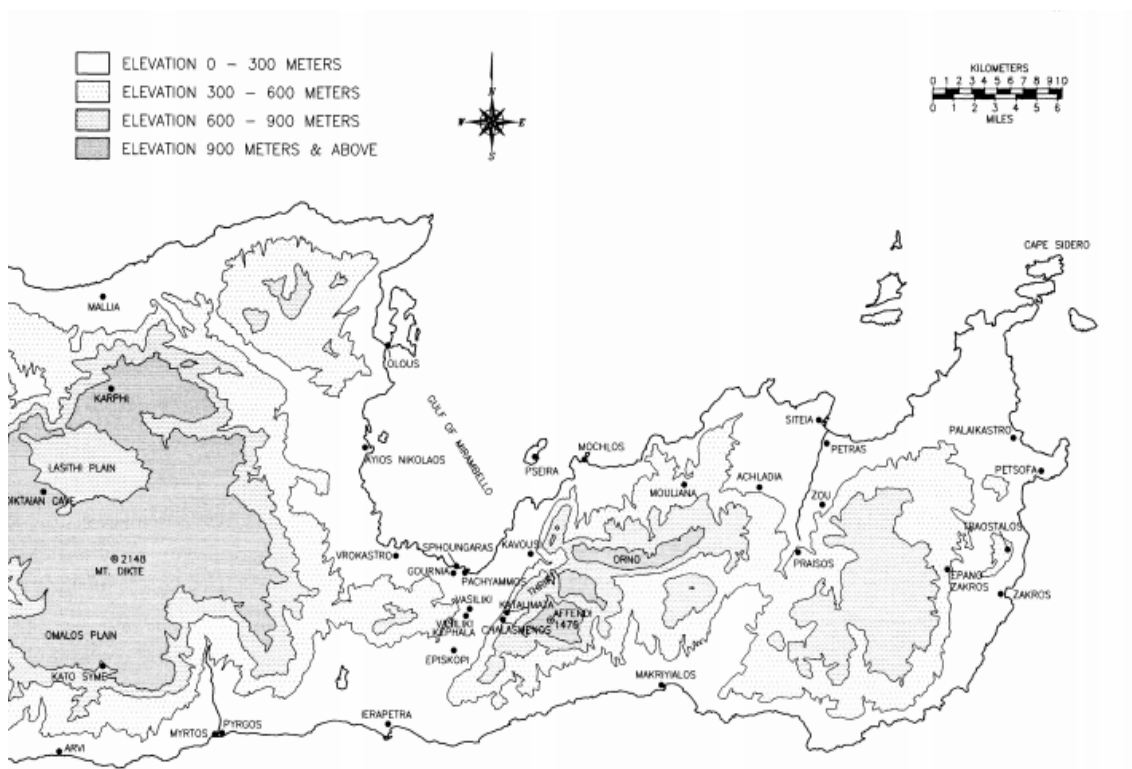
V současné době panuje názor, že závěry Nicholase Platona nebyly zcela správné a to zejména v rámci chronologie. Lefteris Platon uvádí, že na lokalitě došlo v krátkém čase ke dvěma destrukcím, nicméně až v období LM IB. Tyto destrukce pak mají být časově shodné s těmi ve východní a centrální části ostrova (Platon 2011, 611-612). Na základě těchto důkazů by tak nemělo být možné destrukci paláce spojovat s minojskou erupcí. Avšak v diskuzi k článku se Warren Lefterise Platona přímo ptá, zda stejně jako jeho otec spojuje destrukci lokality s erupcí ostrova Théra. K tomu L. Platon dodává: „*Of course this is not the time for a general discussion on the simultaneous destruction of the Thera and Zakros settlements. But, in recent years I*

have considered that the two destructions are very close, and probably we must reconsider the matter; we must see if we have two destructions in a short time interval in Santorini and if the first of them is represented by the first layer of ash which covered this significant pottery unit.“ a dále se k samotné destrukci již nevyjadřuje (diskuze Platon – Kanta 2011, 623).

Povaha destrukce tak není ani v dnešní době zcela zřejmá. Otázkou zůstává, jakou roli tedy sehrály přírodní katastrofy při zániku lokality. Na základě dokladů, které uvádí N. Platon, není možné vyloučit zemětřesení, protože všechny tyto důkazy mohou být podle EAE³⁶ klasifikovány jako důkazy o takové události (Rodriguez-Pasca et al. 2011, 21-27). Bez detailních studií, které by se touto problematikou zabývaly, však není momentálně možné vyvodit konečné závěry. Každopádně situace na dalších lokalitách v oblasti východní Kréty by nám mohla napovědět o něco více.

³⁶ Earthquake Archaeological Effects.

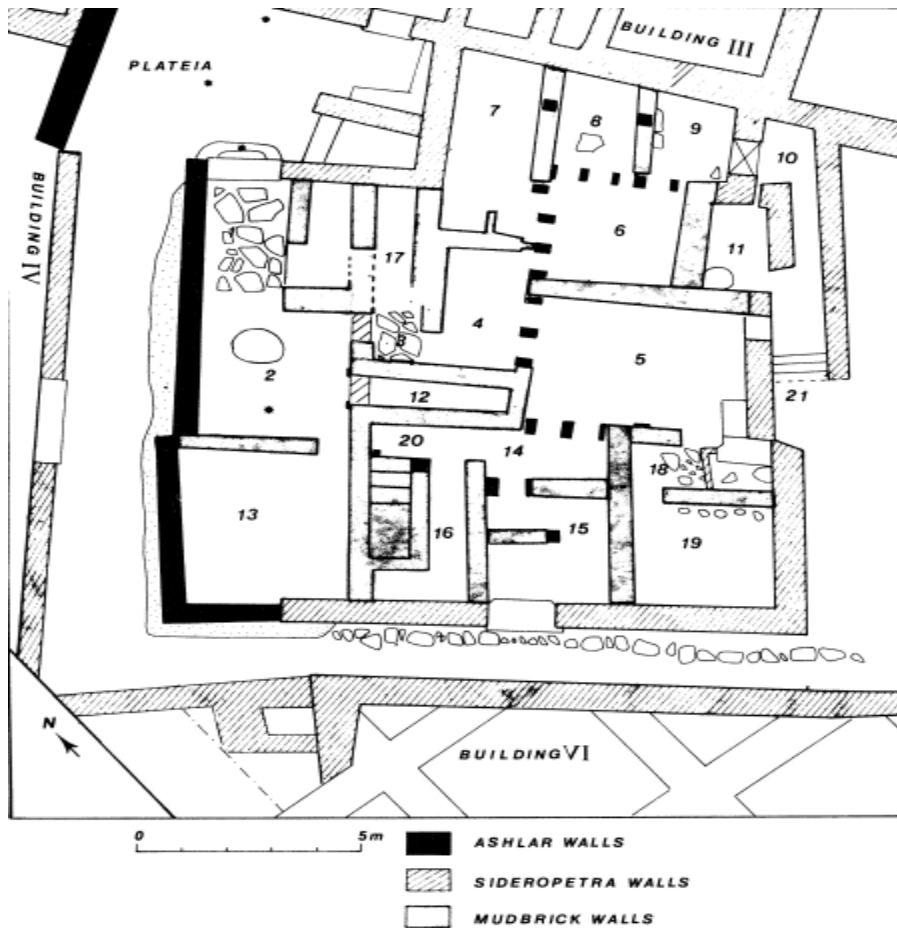
11.1 Lokality ve východní části Kréty



Obrázek 45: Mapa východní části Kréty (zdroj: *Rehak - Younger 1998, 96*)

Z východní Kréty (obr. 45) je známo několik lokalit, které byly zřejmě definitivně zničeny již v období LM IA. Patří mezi ně: Vai, Klimataria-Manares, Achladia, Zou a Agios Georgios. Jako příčina jejich destrukce se ve většině případů uvádí zemětřesení v pozdním LM IA (*Driessen – Macdonald 1997, 222-225, 221-222, 234*).

Severně od paláce Zakros se nachází lokalita Palaikastro. Situaci zde komplikuje fakt, že v mnohých částech tohoto minojského města dochází od období LM II k intenzivnímu znovu osídlování a tudíž se mnohdy nedochovalo mnoho novopalácových kontextů (*Driessen – Macdonald 1997, 230, 233*).



Obrázek 46: Palaikastro: plán budovy 5 (zdroj: *MacGillivray et al. 1991, 125*)

Důkazy o destrukci z raného období LM IA pochází z budovy 2. Tato stavba byla pravděpodobně v této době zničena zemětřesením. Budova 1 prošla v období LM IA-B modifikacemi. Do vstupní haly byla přidána dělicí zeď, která snad měla sloužit jako podpora sloupu poničeného při zemětřesení. V období LM IB pak byla budova poškozena ohněm. Budova 4 byla v období LM IA rovněž poškozena zemětřesením a její východní stěna se zhroutila. V oblasti číslo 6 byly rovněž zaznamenány stopy po zemětřesení. Centrální část byla opuštěna na konci LM IA. Na ruinách zříčených budov byl nalezen popílek, ze santorínské erupce. Zdá se tedy, že ke kolapsu došlo ještě před uložením popílku. V období LM IA dosáhl vývoj lokality svého vrcholu. V následující

periodě LM IB již byly patrně některé části osídlení opuštěny (*Driessen – Macdonald 1997, 227-234*).



Obrázek 47: Palaikastro: zborcená stěna budovy 5 (zdroj: *MacGillivray et al. 1991, 128*)

Během období LM IB dochází na lokalitě zřejmě ke dvěma požárovým destrukcím. Důkazy o těchto destrukcích byly nalezeny v budovách 10 a 13 v bloku B a také v domě N a budově 3. Nejpřesvědčivější důkazy o těchto destrukcích však byly nalezeny v budově 5 (obr. 46, 47). Na počátku LM IB byla tato budova po katastrofě přestavěna. Zdejší archeologové tuto událost spojují s cunami, jež byla generována během santorínské erupce. Požárové destrukce z období LM IB byly zaznamenány ve všech 21 místnostech budovy kromě krytého vchodu v místnosti číslo 1. Sutiny z této destrukce byly nalezeny i v přilehlých ulicích. Exkavace ulice mezi budovami 4 a 5

odhalily mezi napadanou sutí masivní vápencové bloky³⁷. V Destrukční vrstvě byl nalezen materiál červené barvy z rozložených cihel a hojné důkazy o požáru pocházející s ohořelých dřevěných částí budovy. V místnostech číslo 6, 7, 8, 9, 11 a 18 pak byly pod podlahami nalezeny důkazy o destrukci, které se odehrála před finální destrukcí rovněž během LM IB. Tato destrukce měla být natolik silná, že si vyžádala přebudování jižní fasády (*Hemingway – MacGillivray – Sackett 2011, 528-529; MacGillivray et al. 1991, 123-125*).

Podle týmu, který na lokalitě pracoval, je finální destrukce lokality časově shodná s raným obdobím LM II v Knossu (*Hemingway – MacGillivray – Sackett 2011, 530*). Nicméně Van de Moortel tvrdí, že důkazy, jež byly pro toto tvrzení předloženy, se jeví být neprůkazné (*Van de Moortel 2011, 533-534*).

Několik kilometrů dále na západ se nachází lokalita Petras. Nalezeny zde byly dva domy a monumentální centrální budova, která patrně sloužila jako malý palác. V období LM IA byla lokalita poničena zřejmě zemětřesením. V následujícím periodě LM IB dochází pouze k částečné rekonstrukci některých částí budov (*Driessen – Macdonald 1997, 226*). V této době dochází k úpadku lokality zřejmě proto, že zájmům elit vládnoucích v Knossu lépe vyhovovala spolupráce s palácem Zakros. V současné době se zdá, že období LM IB netrvalo na lokalitě příliš dlouho, protože zde schází keramika pozdního či finálního stupně LM IB. Osídlení zde bylo pravděpodobně zničeno pouze během jedné požárové destrukce³⁸ (*Tsipopoulou - Alberti 2011, 497-498*). Silná destrukční vrstva obsahovala zbytky omítky, ohořelého dřeva a velké množství architektonických fragmentů z vyšších pater budov. K částečnému znovuosídlení pak dochází v období LM III (*Tsipopoulou 2007, 54, 55*).

³⁷ Tyto nálezy mohou být podle klasifikace PAE považovány jako důkazy o zemětřesení (*Rodriguez-Pasca et al. 2011, 21-27*).

³⁸ Na rozdíl od lokality Palaikastro, Zakros, Mochlos, kde jsou zaznamenány 2 destrukce.

Stopy po zemětřesení během období MM III, LMIA a LM IB byly zaznamenány na ostrovní lokalitě Mochlos³⁹. Z finální fáze období LM IA pochází množství důkazů o kolapsech zdí budov a jejich pater. Tato destrukce je spojována s erupcí Santorini a nejlepší důkazy o ní pocházejí z domu C3. Místnosti 2.1, 2.2 a 2,3 byly zničeny a jejich ruiny pokryty popelem z erupce (*Soles – McCoy - Suka 2017, 313*).

V následujícím období LM IB však jak se zdá dochází k expanzi zdejšího osídlení a nikoliv k jeho úpadku. Patrná je rovněž snaha o lepší zabezpečení lokality (*Rehak – Younger 1998, 101; Soles 2003, 153-162*) Na konci této periody zřejmě došlo k dalším dvěma destrukcím. Jeffrey Soles se dříve domníval, že první destrukci způsobilo zemětřesení. Mělo se jednat pouze o lokální zemětřesení, jež zasáhlo záliv Mirabelo, protože důkazy o něm na dalších lokalitách v okolí chyběly. Následný neklid pak měli využít mykéňané a Mochlos dobít (*Soles 1999, 57-65*). Výsledky studie z roku 2017 však naopak přinesly důkazy o tom, že první požárová destrukce byla způsobena lidským faktorem a druhou pak způsobilo zemětřesení v době, kdy již byla lokalita opuštěna. O tom, že k zemětřesení došlo krátce po první destrukci, svědčí důkazy mykénského osídlení, které zde bylo vybudováno na sutinách zhruba 25 let po destrukci. Mezi archeologické důkazy o zemětřesení patří popadané bloky zdiva nalezené v přidružených ulicích (*Soles – McCoy – Suka 2017, 317*). To, že tyto bloky popadaly vně budov a ne do nich, lze podle Eleni Tsakaniky považovat za důkaz o zemětřesení (*Tsakanika 2017, 283*). Další důkazy tvoří popraskané kamenné zdivo a kolapsy vyšších pater budov jako v případě budovy B2. Hlavní geologickým dokladem o zemětřesení jsou pak zaznamenané poklesy ostrova. Během období LM IA došlo

³⁹ V minojské době byl snad tento ostrov spojen s pevninou.

k poklesu ostrova o 1,4 m a na konci LM IB pak k poklesu o 0,9 m (*Soles – McCoy – Suka 2017, 322*).

Další ostrovní lokalitou je Pseira⁴⁰. Zdejší region byl patrně osídlen již v rané době minojské. Ve střední době minojské však patrně došlo k destrukci, po níž následovala intenzivní přestavba města v raném stupni LM IA. Na konci LM IA pak dochází k destrukci, která je spojována s erupcí Santorini. Na několika místech lokality byla nalezena pemza, která byla narušena vodní erozí. Rovněž zde byly učiněny nálezy tefry naváté větrem. Tři místnosti domu BH pak byly vyplněny kamínky z pláže (*Driessen – Macdonald 1997, 245-246*). Podle Phillipa Betancourta mohlo být zdejší osídlení poničeno cunami (*Betancourt 2009, 159*) a stejně tak je možné, že jej během LM IA zasáhlo zemětřesení, které uvádí Soles et al. (*Soles – McCoy – Suka 2017, 313*). Bohužel o povaze destrukce v období LM IB toho nelze říci mnoho. V rámci města nebyly nalezeny skoro žádné cennosti, což může naznačovat rabování. Stejně tak však nebyly nalezeny přesvědčivé důkazy o požárové destrukci (*Driessen – Macdonald 1997, 247*). Betancourt předpokládá, že nalezená keramika v destrukčních vrstvách odpovídá stupni, který je časově shodný s obdobím LM II v Knossu. Situace zde je tedy podobná jako na lokalitě Palaikastro (*Betancourt 2011, 401-413*). Podle Adamsové bylo zdejší město zničeno dříve než lokalita Mochlos. Je sice pravda, že na obou lokalitách se vyskytují keramické tvary, jež se překrývají s obdobím LM II, nicméně zde nebyla nalezena žádná keramika spadající čistě do LM II. Což lze podle Ellen Adamsové vysvětlit tak, že stupeň LM IB představuje delší časové období, než se dříve předpokládalo (*Adams 2017, 134-135*). K částečnému znovuosídlení lokality dochází v období LM II-III A1 (*Pantou 2015, 138*).

⁴⁰ Stejně jako Mochlos byl i patrně tento ostrov spojen v době minojské s pevninou.

Dále na východ se nachází minojské město Gournia. Uvnitř města byla zřejmě během období LM I vystavěna palácová budova. Zdá se, že palác byl poničen během pozdního období LM IA patrně zemětřesením. Po této katastrofě dochází k přestavbě, která však asi nebyla nikdy dokončena. Ve městě samotném dochází během období LM I rovněž ke změnám, které se dají teoreticky spojovat se santorínskou erupcí⁴¹. Před finální destrukcí v období LM IB byla již část města pravděpodobně opuštěna. V některých domech dochází k zablokování vchodů do jednotlivých místností a jsou tak vytvořeny oddělené obytné prostory. O povaze finální destrukce (podobně jako na lokalitě Pseira) není známo mnoho⁴². Stopy po ohni byly nalezeny pouze v několika domech. Uschované bronzové předměty společně s nálezy zbraní naznačují, že město bylo zničeno cizími útočníky. Lidských ostatků však bylo na lokalitě nalezeno jen málo (*Driessen – Macdonald 1997*, 211-215). Ke znovuosídlování lokality pak dochází v období LM III (*Pantou 2015*, 137).

11.2 Závěr

Během pozdního období LM IA dochází ve východní části ostrova k destrukcím, které je snad možno spojovat s erupcí santorínského vulkánu. Prakticky všechny lokality měly být v této době poničeny zemětřesením či zemětřeseními. Na lokalitě Palaikastro zemětřesení patrně mohlo erupci předcházet a nabízí se tak otázka, zda spouštěčem erupce nemohla být právě takováto událost (*Driessen 2013*, 5). Během

⁴¹ Ve městě byl nalezen popel pocházející s erupce, nicméně jeho kontext je nejasný (*Driessen – Macdonald 1997*, 214)

⁴² Patrně také proto, že lokality byly zkoumány již na počátku 20. století (*Driessen – Macdonald 1997*, 211, 244)

erupce postihl východní část ostrova spad popela. Tloušťka nalezených vrstev popela dosahuje až 15 cm (*McCoy 2009*, 84). Vezmeme-li v potaz následné působení větru a deště na čerstvě uložené depozita, pak se dá předpokládat, že zato vrstva mohla být až třikrát silnější (*Driessen 2002*, 254). Na základě analogie s erupcí sopky Laki je možné domnívat, že spad popela mohl mít výrazné dopady na vegetaci a zdraví lidí i zvířat (*Thordarson – Self 2003*, 13). Sekundárním projevem erupce pak byly vlny cunami, které mohli podle Betancourta poničit lokalitu Pseira. Dále na východ byly potencionální strata po těchto vlnách nalezeny na lokalitě Palaikastro (*Bruins – Plicht – MacGillivray 2009*, 397-411). Driessen uvádí, že ač jsou tyto nálezy přesvědčivé, tak stále chybí studie, která by je uvedla do regionálního a geomorfologického kontextu. Přímých důkazů o cunami je tak stále poměrně málo (*Driessen 2013* 2-3). O tom, že přírodní katastrofy mohly mít vliv na zánik či úpadek některých osídlení svědčí nálezy z lokalit Vai, Klimataria-Manares, Achladia, Zou a Agios Georgios, Palaikastro, Gournia, Petras. Otázkou však je, jestli větší roli v tomto úpadku nesehrály mocenské vlivy, jak například předpokládá Tsipopoulou pro lokalitu Petras. V tomto ohledu se jako poměrně zajímavý jeví i populační nárůst v následujícím období na lokalitě Mochlos. Je však těžké odhadnout co tento nárůst způsobilo. Mohlo se jednat o uprchlíky z ostrova Théra (*Risch - Meller 2015*, 244)? Či uprchlíky ze zničených lokalit ve východní Krétě? Nebo snad o Mykéňany (*Brogan – Smith – Soles 2002*, 113)?

V oblasti východní Kréty je v současné době zemětřesení v období LM IB potvrzeno pouze na lokalitě Mochlos. I zde však interpretaci škod komplikuje skutečnost, že v době před zemětřesením byly již budovy poničeny lidskou činností (*Jusseret 2017*, 332) Je pravděpodobné, že k zemětřesení došlo v rámci zlomové zóny Ierapetra (*Soles – McCoy – Suka 2017*, 312). Na základě nálezů z okolních lokalit

(Ierapetra, Gournia, Petras) se zdá, že toto zemětřesení mělo spíše pouze lokální charakter⁴³. Nálezy z lokalit Zakros a Palaikastro (budova 5) však podle klasifikace PAE mohou být považovány za důkazy o zemětřesení. Podle Cunninghama se však jeví být nepravděpodobné, že tyto škody způsobilo právě zemětřesení. V Palaikastru by podle něj k zemětřesení muselo dojít ve stejnou chvíli, kdy budova 5 hořela, protože k uložení popela a spadáných bloků zdiva došlo ve stejnou dobu a navíc by alespoň některé části zdiva popadaly i směrem dovnitř budovy a ne jen mimo ni. Rovněž se zdá, že na obou lokalitách byly takto poničeny pouze budovy, které zasáhl oheň. Tim Cunningham se domnívá, že škody na budovách způsobil právě oheň. Pokud byly budovy uzavřeny, mohlo v nich při požáru dojít k úbytku kyslíku a následné explozi vyvolané například otevřením či poškozením dveří nebo okna (*Cunningham 2002, 40*). Jak již bylo řečeno, bez detailních studií, které by se touto problematikou zabývaly, však není v současné době možné vynést konečný verdikt.

12. Diskuze: Geologický kontext

První část této práce se zabývá vulkanismem východního Středomoří a jeho seismicitou. Co se týče santorínského vulkánu je zde stručně popsáno jeho geologické složení, uspořádání a vulkanická historie. Jako nejdůležitější se zde jeví fakt, že minojská erupce byla ve své době zcela unikátní událostí.⁴⁴ Obyvatelé Kréty tak nemohli mít ve své době přímé zkušenosti se silnou vulkanickou činností na ostrově. Otázkou je zda minojci nemohli mít zkušenosti s erupcemi jiných vulkánů. V rozmezí

⁴³ K výraznějšímu poklesu ostrova došlo během období LM IA (1,4 m). Pokles v období LM IB činil 0,9 m, nabízí se srovnání s katastrofickým zemětřesením v toce 365 n. l, kdy došlo v jihozápadním konci ostrova ke zdvihu o 6-9 m.

⁴⁴ Předchozí silná erupce se odehrála před 20 000 lety.

několika set let před minojskou erupcí totiž došlo ke třem erupcím Vesuvu a v oblasti neapolského zálivu byla nalezena minojská keramika. Nicméně aplikace takovýchto pozorování na vyhodnocení vulkanického ohrožení se jeví být sporná⁴⁵.

V rámci seismicity jsem se zaměřil zejména na oblasti v okolí ostrova Kréta a na ostrov samotný. Protože v současné době není možné přesně rekonstruovat seismickou historii ostrova v období doby bronzové, byl zde kladen důraz na současnou a historickou seismicitu. Z práce vyplývá, že ač je tato oblast východního Středomoří silně seismicky aktivní, tak k velkým škodám na architektuře dochází spíše ojediněle. Obecně pak lze prohlásit, že k výskytu středně silných až silných zemětřesení dochází zejména v jihozápadní a severovýchodní oblasti ostrova Kréta (obr. 14).

Největší hrozbu představují silná zemětřesení s magnitudou, která v oblasti ostrova může přesáhnout stupeň 8. Zdá se, že pouze takováto zemětřesení mohou zdevastovat celý ostrov a způsobit tak velké materiální škody. Známý jsou však pouze tři případy těchto zemětřesení, které se udály v letech 365 n. l., 1303 n. l., 1856 n. l. Pravděpodobně tak k takovýmto katastrofám dochází jednou za 500-1000 let. Na základě těchto pozorování se tak jeví Evansovy teorie o silných zemětřeseních během období MM IA – LM II jako nepravděpodobné⁴⁶ (tabulka 2). Otázkou tak je zda škody zachycené v archeologických kontextech na stavbách z období LM IA a IB nemohly být spíše způsobeny slabšími lokálními zemětřeseními. Tuto teorii potvrzuje studie z roku 2017 zkoumající lokalitu Mochlos. Stejně tak jako studie z roku 2004 zkoumající lokalitu Ayia Triada a Phaistos, ke které však lze mít několik podstatných výhrad.

⁴⁵ Podrobněji jsem se touto problematikou zabýval ve své bakalářské práci (*Smišek 2016*).

⁴⁶ V tomto ohledu je však nutné mít na paměti, že se seismicita v době bronzové mohla lišit už jen vzhledem na fakt, že na některých zlomech v oblasti nemusí docházet k zemětřesením periodicky.

Bohužel právě nedostatek takovýchto studií v současné době komplikuje konečnou interpretaci zemětřesení v novo-palácovém období.

V práci jsou rovněž zmiňovány obecné dopady vln cunami na společnost⁴⁷. Při rekonstrukci dopadů vln cunami při santorínské erupci se totiž i dnes musíme spoléhat v převážné míře pouze na analogie s historickými událostmi. Studie z roku 2011 předpokládá, že velikost vln, které zasáhly pobřeží severní Kréty, byla variabilní – od zanedbatelných až po vlny o velikosti 28 m (*Novikova – Papadopoulos – McCoy 2011, 677*). Stejně tak se dá teoreticky uvažovat o tom, že tektonická zemětřesení, která přecházela erupci či ji doprovázela, mohla rovněž generovat takovéto vlny. Důkazů o cunami v archeologických kontextech však není mnoho (viz diskuze: archeologický kontext). Část dokladů o cunami mohla být zničena samotnými minojci při odstraňování škod po katastrofě. Studie z roku 2012 zkoumající sedimenty vzniklémi po cunami v Indickém oceánu (2004) zjistila, že pokud vlna dosáhne velikosti 3 a méně metrů, je prakticky nemožné, aby se po ní dochovaly nějaké důkazy. U větších vln, jenž vytvářejí silnější vrstvy je pravděpodobnost zachování větší, nicméně již po pěti letech nebylo možné vrstvy vytvořené cunami prakticky rozeznat (*Szczuciński 2012, 120-130*). Po zhruba 3600 letech, které uplynuly od santorínské erupce, je situace samozřejmě ještě složitější. Máme sice pádné důvody se domnívat, že při nejmenším některé části pobřeží severní Kréty byly silnými vlnami zasaženy, přesvědčivé důkazy však chybí.

13. Diskuze: Archeologický kontext období LM IA

V centrální části Kréty jsou destrukce v pozdním období LM IA zachyceny na lokalitách: Knossos, Archanes, Galatas, Vathypetro, Amnissos, Poros, Malia, Sissi,

⁴⁷ Podrobněji se problematikou vzniku cunami při santorínské erupci zabývám ve své bakalářské práci (Smíšek 2016).

Phaistos. Tyto destrukce jsou většinou připisovány tektonickým zemětřesením, která se vyskytla v období santorínské či krátce před ní. Důkazy o povaze destrukcí se v rámci hlavních palácových center v regionu (Knossos, Malia, Phaistos) jeví být jako neprůkazné. V paláci Knossos a jeho přilehlém okolí nalezneme pouze nepřímé důkazy o zemětřeseních, které souvisí s následnou přestavbou. Je tak prakticky nemožné určit zda za zničením paláce v tomto období skutečně stálo zemětřesení, jak se domnívá Macdonald. I na většině ostatních lokalit v oblasti jsou důkazy o zemětřesení spíše nepřímé. Přímé důkazy o zemětřesení v tomto období existují na lokalitách Zominthos (západ ostrova) a Galatas. Zdá se však, že k úpadku paláce Galatas začíná docházet již na konci středního minojského období. Fakt, že se zde dochovaly přímé důkazy o zemětřesení tak patrně souvisí právě s tímto úpadkem, který byl zřejmě způsoben spíše mocenskými boji s nedalekým palácem v Knossu.

Situace v rámci paláce Malia a jeho přilehlém okolí je podobná. Důkazy o zemětřesení jsou i zde pouze nepřímé. Nicméně k jejich odstranění mohlo teoreticky dojít rovněž při přestavbě paláce. V okolí paláce (Quarter Nu, Sektor Pí) byly zaznamenány destrukce, které časově odpovídají období santorínské erupce, nicméně nelze je s ní přímo spojit. O tom, že částečný úpadek lokality mohl nastat již před samotnou erupcí, svědčí fakt, že některé části oblasti Agora již patrně nebyly využívány v dřívějším období. Jeden z domů v Quarter delta je v období LM IA opuštěn bez známek po destrukci. Domy Da a Db v Quarter Delta jsou pak zničeny ohněm. Otázkou je, zda i samotný palác je v tomto období plně osídlen. Na základě současných znalostí, je těžké odhadnout, do jaké míry byla lokalita postižena erupcí a jejími doprovodnými jevy. Zdá se však, že palác v Malii začíná ztrácet na svém významu již na počátku období LM IA, díky intervenci vládnoucí elity z Knossu.

K úpadku nedaleké lokality Sissi začíná docházet zřejmě rovněž ještě před santorínskou erupcí. Vezmeme-li v úvahu, že ve stejné době se pod nadvládu Knossu dostává palác v Malii, je podle mého názoru pravděpodobné, že za úpadkem lokality mohou být spíše zájmy elit vládnoucích v Knossu a nikoliv soupeření s palácem v Malii (který již měl být pod nadvládou Knossu). V období santorínské erupce mohla být lokalita teoreticky zasažena cunami stejně tak jako další lokality (Amnissos, Poros, Nirou Chani, Pseira, Palaikastro, Gouves atd.). Přímé důkazy o takovýchto vlnách však doposud byly nalezeny pouze na lokalitách Gouves a Palaikastro. Zatím tak můžeme na základě moderních analogií v podstatě jen hádat, jak ničivé mohly být dopady těchto vln na minojskou kulturu.

Stejně tak se jeví být neprůkazný způsob, jakým byl na konci LM IA zničen palác Phaistos. La Rosa sice předpokládá, že palác byl zničen zemětřesením, nicméně přímé důkazy, jenž mohly být zničeny následnou přestavbou paláce opět chybí. Přímé důkazy o zemětřesení v tomto období mohou pocházet z lokality Kommos, avšak tuto destrukci není prozatím možné spolehlivě datovat a je tedy možné, že tato destrukce nespadá do finální fáze LM IA.

Na východní Krétě dochází během pozdního období LM IA k finální destrukci lokalit: Vai, Klimataria-Manares, Achladia, Zou a Agios Georgios. Jako příčina jejich zničení se uvádí zemětřesení. K podobným destrukcím dochází rovněž na lokalitách Zakros, Palaikastro, Petras, Gournia, Mochlos. U lokality Pseira se pak předpokládá její zničení vlnami cunami. Východní část ostrova byla během santorínské erupce nejvíce postižena spadem vulkanického popela. Na základě analogií s moderními erupcemi, je možné se domnívat, že tento spad mohl mít výrazné dopady na vegetaci a zdraví lidí i zvířat. Další neblahým dopadem mohly být změny v klimatu následující po erupci.

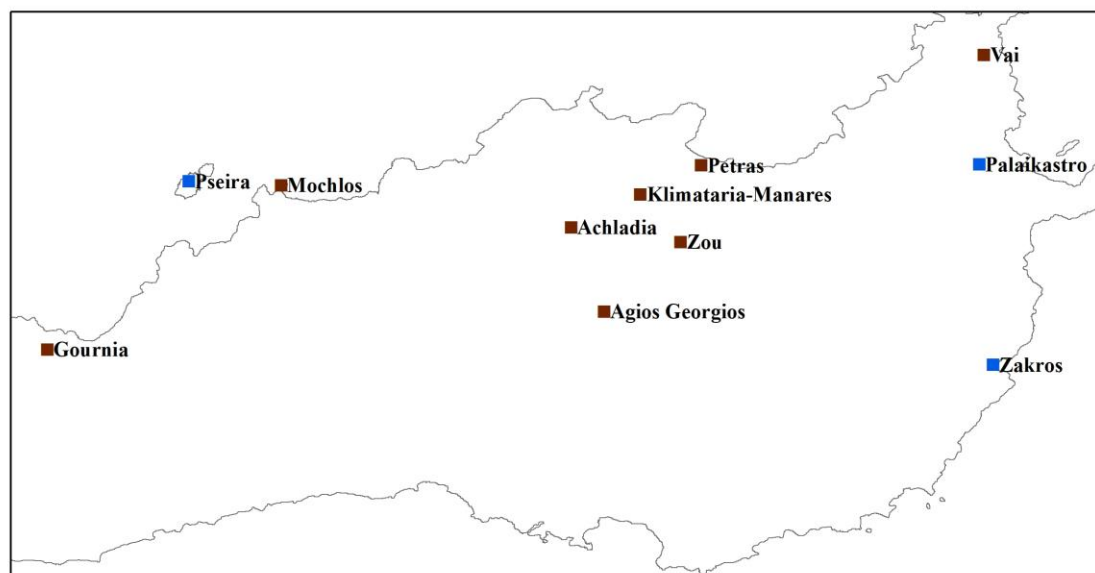
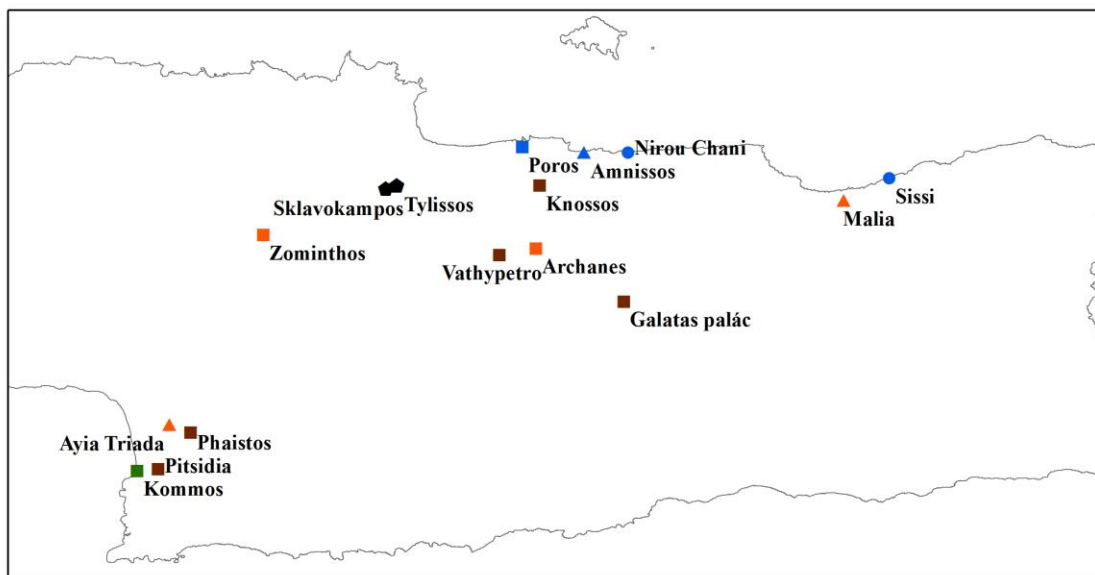
K těm však jak se zdá docházelo pouze v následujícím roce po erupci (*Rish-Meller 2015, 249*).

Na lokalitách Palaikastro, Petras, Gournia dochází v následujícím období k úpadku, i tak je zda však zaznamenána stavební činnost, což svědčí o tom, že i v době po erupci kontinuita osídlení ve východní části ostrova pokračuje byť v redukované podobě⁴⁸. Na lokalitě Mochlos navíc nedochází k úpadku, ale naopak nárůstu obyvatelstva. Kromě toho jak se zdá i samotný palác Zakros byl vystavěn během období LM IB⁴⁹. Podle Metaxie Tsipopoulou v této době lokalita Petras upadá zejména z toho důvodu, že knosské vládnoucí vrstvy upřednostnily spolupráci s palácem Zakros. Nabízí se tak otázka, zda santorínská erupce neumožnila knosským elitám expanzi na východ. Na základě doposud známých informací (obr. 48, 49) se tak nejeví pravděpodobné, že santorínská erupce způsobila úpadek minojské civilizace. Zdá se totiž, že určité známky krize⁵⁰ se začínají projevovat již v době před touto katastrofou. Samotná erupce pak takovou krizi pravděpodobně jen umocnila. Tento dlouhodobý proces úpadku pak vrcholí v následném období LM IB.

⁴⁸ Například po avellinské erupci Vesuvu byla zasažená oblast vesnice Nola částečně znovuosídlena až zhruba po 230 letech (*Mastrolorenzo et al. 2006, 4368*).

⁴⁹ Nicméně jak naznačil Lefteris Platon, otázka možného spojení erupce s obdobím LM IB na lokalitě Zakros ještě není zcela uzavřena.

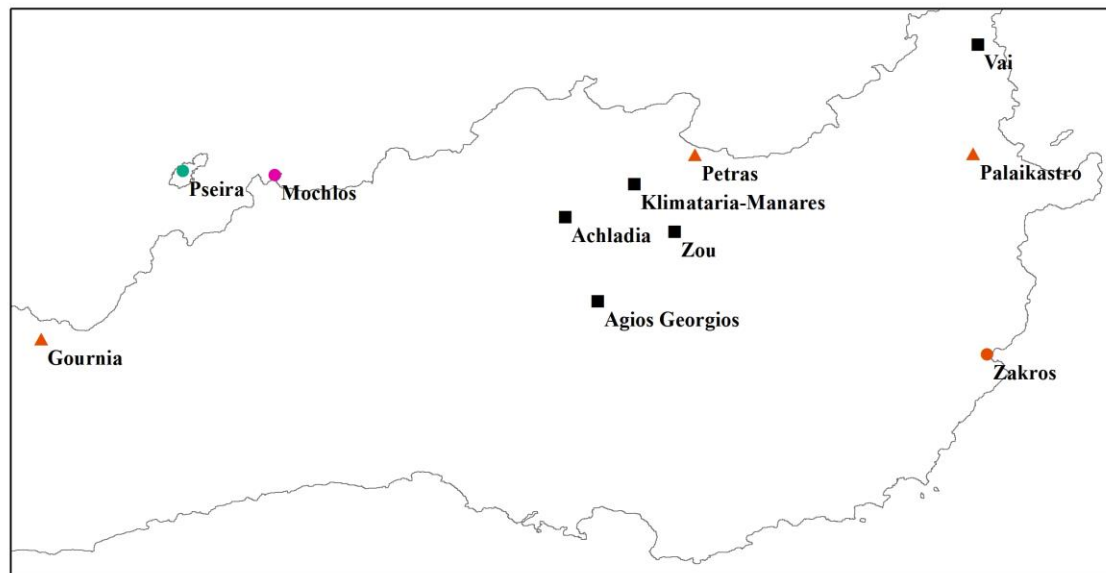
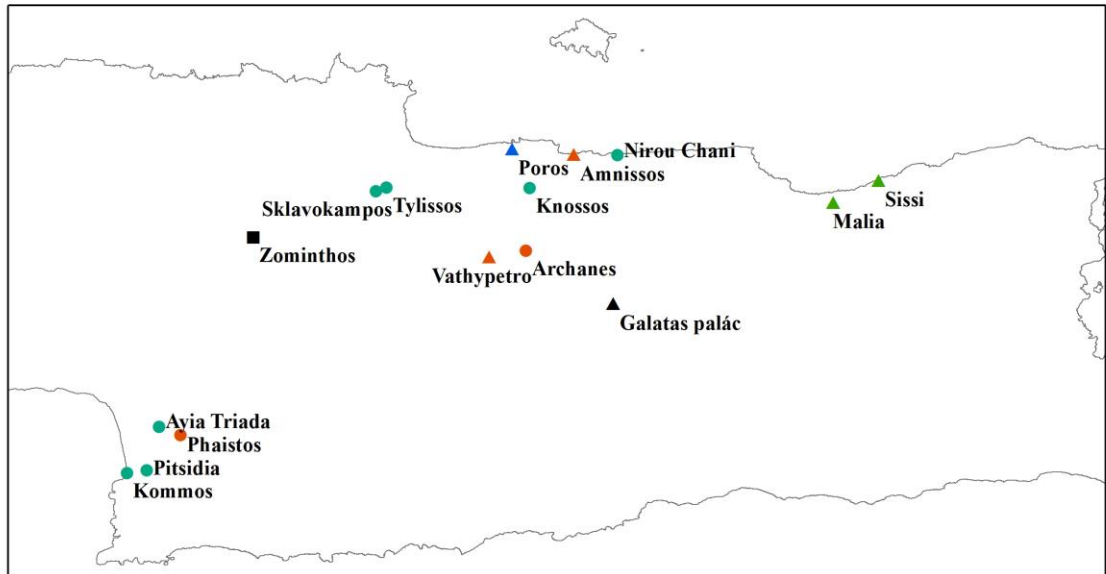
⁵⁰ Způsobené zřejmě snahou Knossu o zajištění centralizované nadvlády.



Způsob destrukce

- Cunami?
- ◆ Destrukce není známa
- ▲ Požár
- ▲ Požár, Cunami?
- Zemětřesení
- Zemětřesení, Cunami?
- Zemětřesení, Požár
- Zemětřesení, Požár?

Obr. 48: Způsoby destrukcí vybraných lokalit na konci LM IA podle jednotlivých autorů. Nutné je však zmínit, že destrukce zemětřesením je na mnohých lokalitách zatím pouze hypotetické (zejména: Zakros, Phaistos, Knossos). To stejné platí i o destrukci pobřežních lokalit cunami. U lokality Kommos je pak datování destrukce nejisté (LM IA-B).



Vývoj lokalit

- Kontinuita osídlení
- Kontinuita osídlení, Expanze osídlení
- Kontinuita osídlení, Redukce osídlení
- Zničeno
- ▲ Úpadek po destrukci
- ▲ Úpadek po destrukci, Redukce osídlení
- ▲ Úpadek předchází destrukci, Zničeno
- ▲ Úpadek předchází destrukci? Redukce osídlení

Obr. 49: Vývoj vybraných lokalit během období LM IA a na jeho konci podle jednotlivých autorů.

14. Diskuze: Archeologický kontext období LM IB

V severní části centrální Kréty byly přímé důkazy o zemětřesení zaznamenány pouze na lokalitě Archanes-Tourkogeitonia. Teoreticky k nim pak lze snad připočítat nálezy popadaného zdiva v oblasti Abord Nord-Est v rámci paláce Malia. Na obou těchto lokalitách je však doložena i požárová destrukce, která se rovněž uvádí jako příčina zániku dalších lokalit v oblasti: Nirou Chani, Tyliossos, Archanes, Sklavokampos, Sissi a sídliště u bývalého paláce Galatas.

Co se týče jižní části centrální Kréty, přímé důkazy o zemětřesení pochází z lokality Ayia Triada, Kommos⁵¹ a Pitsidia. U paláce Phaistos je pak doložena pouze destrukce ohněm.

V oblasti východní Kréty byla destrukce zemětřesením zaznamenána na lokalitě Mochlos. Další teoretické doklady o zemětřesení pochází z lokalit Zakros a Palaikastro i zde jsou však doloženy požárové vrstvy stejně tak jako na ostatních lokalitách (Petras, Gournia, Pseira).

V rámci chronologie období LM IB se zdá, že k destrukcím v jižní části centrální Kréty dochází dříve než k těm na severu (Knossos, Tyliossos, Nirou Chani). I palác v Malii byl patrně zničen v pozdní fázi období LM IB a nikoliv až v jeho finální fázi. Ve východní části ostrova jsou dvě destrukce doloženy na lokalitách Mochlos, Palaikastro a Zakros. Pouze jedna destrukce je pak prozatím doložena na lokalitách Petras, Gournia, Pitsidia. Zdá se, že k finálním destrukcím na lokalitách Mochlos a Palaikastro dochází později než na lokalitě Petras. Stejně tak je podle Adamsové možné, že Pseira byla zničena dříve než Mochlos⁵² (Adams 2017, 134-135).

⁵¹ Není však jasné, kdy přesně k této destrukci dochází. Udáváno je pouze období LM I.

⁵² Přestože v obou případech zde byla nalezena keramika odpovídající stupni LM II v Knossu.

Na základě informací zmiňovaných v této práci je tak možné prohlásit, že v současné době neexistují důkazy, které by potvrzovaly, že v tomto období došlo k jednomu ničivému zemětřesení (obr. 50, 51), jenž zničilo osídlení napříč ostrovem a zapříčinilo úpadek minojské civilizace. Tyto závěry lze učinit jednak na základě přímých důkazů o zemětřeseních zaznamenaných na jednotlivých lokalitách a jednak díky současným názorům na chronologii období LM IB. Je totiž zřejmé, že k těmto destrukcím nedochází ve stejnou dobu a některé lokality byly navíc poničeny dvakrát. Situace by se patrně příliš nezměnila ani, kdybychom přistoupily na názory Despiny Hadzi-Vallianou, která odmítá dělení periody LM IB a tvrdí, že k destrukcím na lokalitách napříč ostrovem dochází ve stejném období- tedy na konci LM IB (Vallianou 2011, 372). Právě slovo období je v tomto případě důležité. Můžeme sice tvrdit, že k destrukcím došlo v rámci stejného časového úseku, nicméně z archeologického kontextu není v současné době možné určit, zda se tyto destrukce odehrály ve stejnou hodinu, den, měsíc či v rámci let.

Jako mnohem pravděpodobnější se jeví vysvětlení, že v období LM IB došlo k několika slabším zemětřesením, která jsou zachytitelná v archeologickém kontextu. Přičemž prozatím nejpravděpodobněji došlo k jednomu takovému zemětřesení v rámci zlomové zóny Ierapetra ve východní části ostrova. Dále je výskyt zemětřesení pravděpodobný (nikoliv však potvrzený) v rámci jižní části centrální Kréty. Zde několik na sobě nezávislých vědců interpretovalo škody na lokalitách Ayia Triada, Pitsidia a Kommos, jako škody způsobené zemětřesením. Podle klasifikace EAE je možno tyto škody klasifikovat jako důsledek zemětřesení, nicméně chybí studie, které by tyto závěry spolehlivě potvrdily. Tyto interpretace se tak mohou ještě změnit⁵³, protože

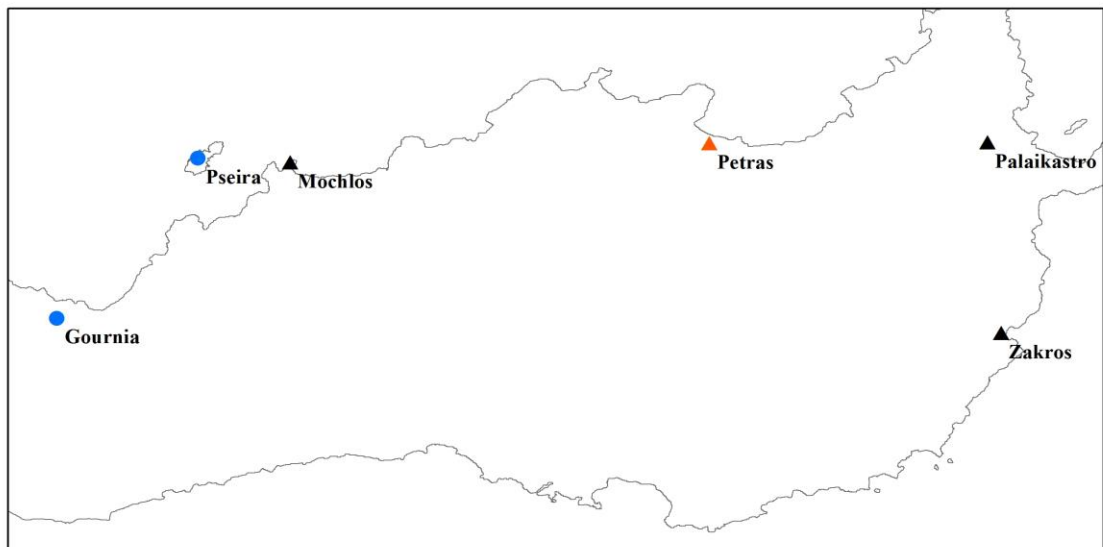
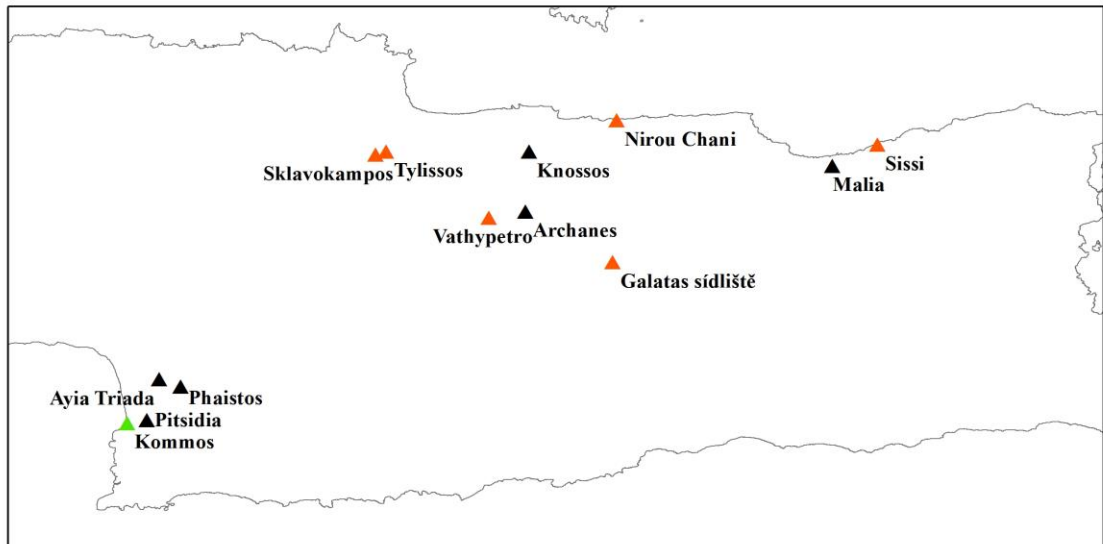
⁵³ To samé samozřejmě platí i pro lokality, které mělo během období LM IA zničit rovněž zemětřesení.

například na mykénských lokalitách Tiryns a Midea byly sice po dlouho dobu nalezené škody na budovách zdejšími archeology připisovány zemětřesení. Podle archeoseismologické studie z roku 2018 je však destrukce zemětřesením na těchto lokalitách nepravděpodobná (*Hinzen et al. in print*). Z mého pohledu je pak nejméně pravděpodobný výskyt zemětřesení během LM IB v oblasti severní části centrální Kréty. Přímé důkazy o něm byly nalezeny pouze na lokalitě Archanes-Tourkogeitonia. Teoreticky je sice možné, že na ostatních lokalitách v okolí se přímé důkazy o zemětřesení nedochovaly, nicméně je třeba mít na paměti, že i v případě Archanes-Tourkogeitonia byla destrukce spojena se zemětřesením pouze na základě úsudku zdejších exkavátorů a to již v 60. letech, kdy teorie o zemětřeseních hrály v rámci minojské Kréty vůdčí roli. Bez detailních studií tak není možné vyloučit i jiné (zřejmě pouze požárové) důvody destrukce.

Důkazy zemětřesení se nám pravděpodobně dochovaly ne proto, že by zemětřesení samotné bylo důvodem destrukce dané lokality, ale spíše protože se daná lokalita nacházela ve stádiu úpadku, nebo již byla zničena jiným (lidským) faktorem. V určitých situacích totiž podle mého názoru nemusí být od sebe destrukce požárem a zemětřesením rozlišitelná. Například, jsou-li dřevěné konstrukční prvky budovy⁵⁴ poničeny požárem, může dojít k narušení statiky, nikoliv však ke kolapsu, který může být způsoben až následným zemětřesením. V takovém případě by pak bylo rozlišení dvou na sobě nezávislých destrukcí problematické. Bohužel v současné době nevíme, jak minojské stavby reagovaly na zemětřesení. Pomoc by v tomto ohledu mohl doplněk ke 3D modelovacímu programu Blender simulující vliv zemětřesení na budovy, který je

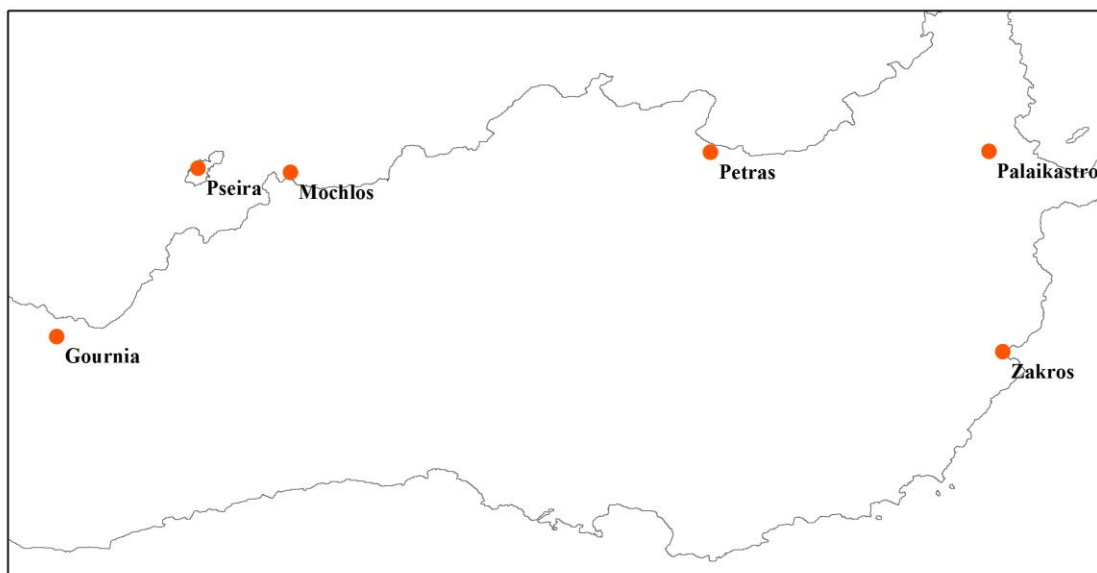
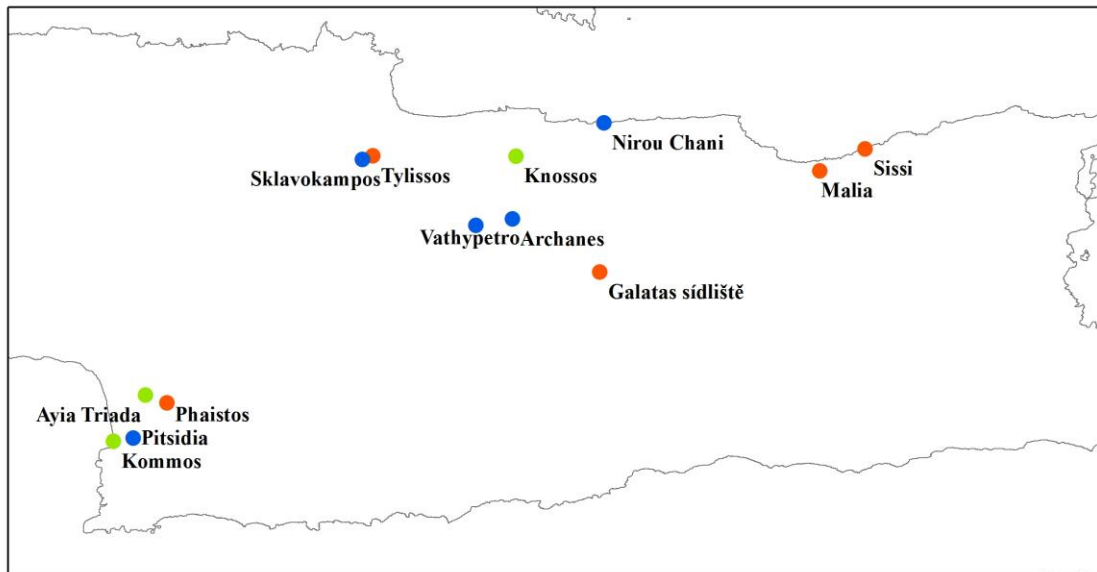
⁵⁴ Dřevěné konstrukční prvky minojských budov mají podle Tsakaniky antiseismický charakter (*Tsakanika 2017*, 267-304).

vyvíjen na univerzitě Laurea. S tímto doplňkem bych chtěl v budoucnu vytvořit model některé z minojských budov a simulovat na něm vliv zemětřesení o specifických magnitudách.



- Způsob destrukce**
- Nepřátelský útok?
 - ▲ Požár
 - ▲ Požár, Zemětřesení
 - ▲ Požár, Zemětřesení?

Obr. 50: Způsoby destrukcí vybraných lokalit v období LM IB podle jednotlivých autorů (výjimkou jsou Malia a Palaikastro, kde na základě klasifikace PAE prozatím není možné zemětřesení vyloučit). Zemětřesení bylo v současné době potvrzeno archeoseismologickou studií pouze na lokalitě Mochlos. U lokality Kommos je datování destrukce nejisté (LM IA-B).



Vývoj lokalit na počátku období LM II

- Hiát
- Kontinuita osídlení
- Zničeno

Obr. 51: Vývoj lokalit na počátku období LM II podle jednotlivých autorů.

Summary

It's been almost one hundred years since the scientists became fascinated by the decline of the Minoan civilization. During this period views on the causes of this decline were changing significantly. Evans's original idea, that the destructive force of earthquakes was the reason to it, was refused in 1939 by Marinatos. According to him it was the disastrous eruption of the Thera volcano that destroyed the Minoan civilization, an occurrence Evans himself ignored. Eventually new theories emerged that claimed that humans caused the decline, not the natural disasters. The question was whether it were the Greeks from the mainland or the Minoans themselves who was at the origin of the destruction. By merging these two theories a new one was born, claiming that the decline of the civilization was caused by the combination of all the factors - that means the forces of nature as well as the human activities.

Nowadays it is considered that the natural disasters alone could not be the sole cause of the annihilation of the Minoan culture. However, there are scientists who claim that devastating earthquakes occurred and destroyed sites across the island in the LM IB period. Their main argument is the assumption that the destructions occur at the same time throughout the island. At the same time, some archaeologists believe that the earthquakes themselves did not cause destructions all over the island, yet there are sites where the destruction by earthquake was justified.

This thesis attempts to evaluate the perceivability of natural disasters in the archaeological context of the period of New Palaces in Central and Eastern Crete and subsequently attempt to interpret their influence on the decline of Minoan civilization during LM IB. The presented work is divided into two parts. The first part deals with

volcanism in the Eastern Mediterranean and seismicity in the island of Crete. The second part of the thesis focuses on capturing natural disasters in the archaeological context. It introduces the issue of earthquake capture in the archaeological context, as well as a historical overview of natural disasters research in the eastern Mediterranean region. A summary of the development of selected locations in the period of New Palaces follows, with the aim of capturing any direct damage caused by natural disasters. Emphasis is placed on the LM IB period, in which the end of the Minoan culture takes place, as we understand it today.

Based on the results of the work, it is possible to say that there is currently no evidence to prove that there was a single devastating earthquake in this period that destroyed the settlements across the island and caused the decline of the Minoan civilization. These conclusions can be made, on the one hand, based on direct evidence of the earthquakes recorded in individual localities and, on the other hand, by the current views on the chronology of the LM IB period. It is more likely to be explained by the fact that during the LM IB several weaker earthquakes occurred that are traceable in the archaeological context. Evidence of these earthquakes was preserved probably not because the earthquake itself caused the destruction of the localities but because these sites were already in decline or were abandoned at the time of the earthquake. Therefore, damage caused by earthquakes was not removed.

Bibliografie

Adams, E. 2017: *Cultural Identity in Minoan Crete: Social Dynamics in the Neo-Palatial Period*. Cambridge.

Barber, R. L. N. 1987: *The Cyclades in the Bronze Age*. Londýn.

Betancourt, P. P. – Davaras, C. 2009: Architectural history. In *Pseira X. Excavation of Block AF (Prehistoric Monographs 28)*, 155-162.

Betancourt, P. P. – Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: Pottery at Pseira in LM IB. In *LM IB pottery relative chronology and regional differences*, 401-412. Athens.

Bolt, B. A. – Horn, W. L. – Macdonald, G. A. – Scott, R. F. 1975: *Geological Hazards*. Berlín, Heidelberg, New York.

Brogan, T. M. – Smith, R. A. K. – Soles, J. S. 2002: Mycenaean at Mochlos ? Exploring Culture and Identity in the Late Minoan IB to IIIA1 Transition, *Aegean Archaeology* 6, 89-118.

Bruins, H. J. – Plicht, J. van der. – MacGillivray, A. J. 2009: THE MINOAN SANTORINI ERUPTION AND TSUNAMI DEPOSITS IN PALAIKASTRO (CRETE): DATING BY GEOLOGY, ARCHAEOLOGY, 14C, AND EGYPTIAN CHRONOLOGY, *RADIOCARBON* 51 (2), 397-411.

Carpenter, R. 1966: *Beyond the Pillars of Heracles: The Classical World Seen Through the Eyes of Its Discoverers*. New York.

Caskey, J. L. 1969: Crisis in the Minoan World. *Proc, Am. Philos. Soc.* 113, 433 – 439.

Cunningham, H. T. – Bretschneider, J. – Driessen, J. – Lerberghe, K. van. 2002: The destruction of power and the power of destruction in Minoan Crete. In *Power and Architecture: Monumental Public Architecture in the Bronze Age Near East and Aegean*, 23-45.

Devolder, M. 2012-2013: Le Quartier Nu (Malia, Crète). L'occupation néopalatiale, *Bulletin de Correspondance Hellénique* 136-137, 1-82.

Dimopoulou-Rethemiotaki, N. – Cadogan, G. – Hatzaki, E. – Vasilakis, A. 2004: Το επίγειο της Κνωσού στον Πόρο-Κατσαμπά. In *Palace, City, State: Proceedings of the Conference in Herakleion organized by the British School at Athens and the 23rd Ephoreia of Prehistoric and Classical Antiquities of Herakleion*, 363 – 380.

Downey, W. S. 2011: ARCHAEOMAGNETIC DIRECTIONAL DETERMINATIONS ON VARIOUS ARCHAEOLOGICAL MATERIALS FROM THE LATE MINOAN DESTRUCTION SITE AT MALIA, CRETE, *Mediterranean Archaeology and Archaeometry* 11 (1), 21-31.

Driessen, J. - Cline, E. H. 2012: Malia. In *The Oxford Handbook of the Bronze Age Aegean*, 556-570.

Driessen, J. – Macdonald, C. F. 1997: The Troubled Island: Minoan Crete before and after the Santorini eruption. *Aegeum* 17. *Annales d'archéologie égéene de l'Université de Liège et UT-PASP*. Liège, Austin.

Driessen, J. 1987: Earthquake-Resistant Construction and the Wrath of the "Earth-Shaker", *Journal of the Society of Architectural Historians* 46 (2), 171 – 178.

Driessen, J. 2002: Towards an archaeology of Crisis: Defining the long-term impact of the Santorini Eruption. *Konference: Natural Disasters and Cultural Change*. Kapské Město.

Driessen, J. 2011: A la recherche des Minoens : les fouilles de Sissi en Crète, *Archéologia* 487, 58-57.

Driessen, J. 2013: Destruction. Archaeological, Philological and Historical Perspectives. Louvain.

Driessen, J. 2013: The Troubled Island....15 years later. Heidelberg conference on Crete and Santorini. Heildelberg.

Driessen, J. 2016: A new ceremonial centre at Sissi (Nomos Lassithiou). Konference: 12th International Congress of Cretan Studies, 1-10.

Evans, A. 1928: The Palace of Minos. A Comparative Account of the Successive Stages of the Early Cretan Civilization as Illustrated by the Discoveries at Knossos. Volume II: Part I. Fresh Lights on Origins and External Relations: The Restoration in Town and Palace after Seismic Catastrophe Towards Close of M. M. III, and the Beginnings of the New Era. London.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS
REGIONAL OFFICE FOR ASIA AND THE PACIFIC. 2007: AN OVERVIEW OF
THE IMPACT OF THE TSUNAMI ON SELECTED COASTAL FISHERIES
RESOURCES IN SRI LANKA AND INDONESIA. Bangkok.

Frankenberg, E. – Gillespie, T. – Preston, S. – Sikoki, B. – Thomas, D. 2011: MORTALITY, THE FAMILY AND THE INDIAN OCEAN TSUNAMI, *The Economic Journal* 121(554), 162-182.

Furumark, A. 1941: *The Chronology of Mycenaean Pottery*. Stockholm.

Guidobini, E. – Stiros, S. C. – Jones, R. E. 1996: Archaeology and historical seismology: the need for collaboration in the Mediterranean area. In *Archaeoseismology*, 7 - 13. Atény.

Hajpál, M. 2010: Fire Damaged Stone Structures in Historical Monuments. Laboratory Analyses of Changes in Natural Stones by Heat Effect. Proceedings: Collected Papers on Building Technology, 18th CIB World Building Congress, May 2010 Salford, United Kingdom, 164 – 173.

Hammer, J. 2006: *Yokohama Burning: The Deadly 1923 Earthquake and Fire that Helped Forge the Path to World War II*. New York, London, Toronto, Sydney.

Hasegawa, R. 2013: Disaster Evacuation from Japan's 2011 Tsunami Disaster and the Fukushima Nuclear Accident, *IDDRI Studies* 05, 1-53.

Hatzaki, E. – Momigliano, N. 2007: Neopalatial (MM IIIB–LM IB): KS 178, Gypsades Well (Upper Deposit) and SEX North House Groups. In *Knossos Pottery Handbook: Neolithic and Bronze Age (Minoan)* (British School at Athens Studies), 151 – 196.

Hatzfeld, D. – Besnard, M. – Makropoulos, K. – Hatzidimitriou, P. 1993: Microearthquake seismicity and fault-plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications, *Geophysical Journal International* 115(3), 799-818.

Hayden, B. 1984: Late Bronze Age Tyliossos, *Expedition magazine* (26) 3, 37 – 46.

Hemingway, S. – MacGillivray, J. A. Sackett, L. H. – Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: The LM IB Renaissance at postdiluvian Pre-Mycenaean Palaikastro. In *LM IB pottery relative chronology and regional differences*, 513-530. Athens

Higgins, M. – Higgins, R. 1996: *A Geological Companion to Greece and the Aegean*. New York.

Hinsbergen, van. J. J. – Snel, E. – Garstman, S. A. – Meulenkamp, J. E. 2004: Vertical motions in the Aegean volcanic arc: Evidence for rapid subsidence preceding volcanic activity on Milos and Aegina, *Marine Geology* 209(1-4), 329-345.

Hinzen, K. G. – Maran, J. - Hinojosa-Prieto, H. - Damm-Meinhardt, U. – Reamer, S. K. – Tzislakis, J. – Kemna, K. – Schweppe, G. – Fleischer, C. – Demakopoulou, K. 2018: Reassessing the Mycenaean Earthquake Hypothesis: Results of the HERACLES Project from Tiryns and Midea, *Bulletin of the Seismological Society of America*, in print.

Hood, M. S. F. - Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: Knossos Royal Road: North, LM IB deposits. In Late Minoan IB pottery from Knossos: Stratigraphical Museum excavations, the North Building. In LM IB pottery relative chronology and regional differences, 153 – 174. Athens.

Hood, M. S. F. 1962: Stratigraphic excavations at Knossos, 1957-61, *Kretika Chronika* 15 – 16, 92 – 98.

Howes, D. – Minopoulos, D. 2004: Perceptions of hazard and risk on Santorini, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 137, 285-310.

Huguen, C. – Mascle, J. – Chaumillon, E. – Woodside, J. M. – Benkhelil, J. – Kopf, A. – Volkonskaia, A. 2001: Deformational styles of the eastern Mediterranean Ridge and surroundings from combined swath mapping and seismic reflection profiling, *Tectonophysics* 343, 21-47.

Hutchinson, R. W. 1950: Prehistoric Town Planning in Crete. *Town Planning Review* 21. 199 – 220.

Chadwick, J. 1976: *The Mycenaean World*. Cambridge.

Christakis, S. – Rethemiotakis, G. 2011: Identifying Household Activities: The Case of House 2 at Galatas Pediada, *Hesperia Supplements* 44, 177 – 184.

Jackson, 1994: ACTIVE TECTONICS OF THE AEGEAN REGION, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22, 239-271.

Jusseret, S. – Langohr, Ch. – Sintubin, M. 2013: Tracking Earthquake Archaeological Evidence in Late Minoan IIIB (~1300–1200 B.C.) Crete (Greece): A Proof of Concept, *Bulletin of the Seismological Society of America* 106 (6), 1 – 18.

Jusseret, S. – Sintubin, M. 2012: All That Rubble Leads to Trouble1 : Reassessing the Seismological Value of Archaeological Destruction Layers in Minoan Crete and Beyond, *Seismological Research Letters* 83 (4), 736 – 742.

Jusseret, S. – Sintubin, M. 2013: The Origins of an Old Myth: Sir Arthur Evans, Claude Schaeffer and the Seismic Destruction of Late Bronze Age Eastern Mediterranean Civilizations, *Seismological Research Letters* 84 (1), 94-100.

Jusseret, S. – Sintubin, M. 2017: Archaeoseismological research on Minoan Crete: past and present. In *Minoan Earthquakes: Breaking the Myth through Interdisciplinarity*, 223-247. Leuven.

Jusseret, S. 2014: A Neopalatial Court-Centered Building at Sissi (Northeastern Crete)?
Konference: 115th AIA and APA Joint Annual, 1-10.

Kastens, K. A. 1991: Rate of outward growth of the Mediterranean Ridge accretionary complex, *Tectonophysics* 199, 25-50.

Kázmér, M. - Patelli, E. – Kougioumtzoglou, I. – Beer, M. – Au, S. K. 2014: Damage to Ancient Buildings from Earthquakes. In *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, 1-17.
Berlin, Heidelberg.

Kazmér, M. 2014: Damage to Ancient Buildings from Earthquakes.

Klontza, V. 2013: Studie k historickým interpretacím pozdní doby bronzové v Egejdě.

Praha: Univerzita Karlova. disert. práce.

Kokinou, E. – Kamberis, E. 2009: The structure of the Kythira-Antikythira strait, offshore SW Greece (35.7°- 36.6N), *Geological Society of London – Special Publications* 311, 343-311.

Kokinou, E. – Moisiidi, M. – Tsanaki, I. – Tsakalaki, E. – Tsiskaki, E. – Sarris, A. – Vallianatos, F. 2008: A seismotectonic study for the Heraklion basin in Crete (Southern Hellenic Arc, Greece), *INTERNATIONAL JOURNAL OF GEOLOGY* 1(2), 9-16.

Kopaka, K. 2015: The Gavdos project. An island culture on the Cretan and Aegean fringe, *The European Archaeologist* 46, 62-67.

Kouskouna, V. – Makropoulos, K. 2004: Historical earthquake investigations in Greece, *ANNALS OF GEOPHYSICS* 47(2/3), 723-731.

La Rosa, V. - Cline, E. H. 2012: Ayia Triada. In *The Oxford Handbook of the Bronze Age Aegean*, 495–508.

La Rosa, V. - Cline, E. H. 2012: Phaistos. In *The Oxford Handbook of the Bronze Age Aegean*, 582-598.

La Rosa, V. – Myers, J. W. – Myers, E. E. – Cadogan, G. 1992: Phaistos. In *The Aerial Atlas of Crete*, 232-243.

Macdonald, C. – Driessen, J. – Schoep, I. – Laffineur, R. 2002: The Neopalatial Palaces at Knossos. In *Monuments of Minos: Rethinking the Minoan Palaces ; Proceedings of the International Workshop "Crete of the Hundred Palaces?" Held at the Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Aegeum (23)*, 35 – 54.

Macdonald, C. – Jusseret, S. – Sintubin, M. 2017: Punctuation in palatial prehistory: earthquakes as the stratigraphical markers of the 18th-15th centuries BC in central Crete". *Minoan Earthquakes*. In *Minoan Earthquakes: Breaking the Myth through Interdisciplinarity*, 327 – 358. Leuven.

Macgillivray, A. J. 1998: Knossos: Pottery Groups of the Old Palace Period. *British School at Athens*.

MacGillivray, J. A. – Sackett, L. H. Driessen, J. Hemingway, S. 1991: Excavations at Palaikastro, 1990, *Annual of British School at Athens* 86, 121-147.

Manning, S. 1987: The Volcano of Thera and the Destruction of Minoan Crete.

KritChron 1987. 59 – 85.

Manning, S. 1989: A New Age for Minoan Crete, *New scientist* 11, 60 – 63.

Manoutsoglou, E. – Steiakakis, E. 2012: NEW GEOLOGICAL CONCEPTUAL MODEL IN WESTERN CRETE BASED ON THE EXTENSION OF TRYPALI UNIT.

Konference: Protection and restoration of the environment XI. Thessaloniki, 1393 – 1402.

Marinatos, S. P. 1939: The volcanic destruction of Minoan Crete, *Antiquity* 13, 425 - 439.

Mastrolorenzo, G. – Petrone, P. – Pappalardo, L. – Sheridan, M. 2006: The Avellino 3780-yrB.P. catastrophe as a worst-case scenario for a future eruption at Vesuvius, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 103(12), 4366-4370.

McCoy, F. – Heiken, G. 2000: Tsunami Generated by the Late Bronze Age Eruption of Thera (Santorini), Greece, *Pure and Applied Geophysics* 157(6), 1227-1256.

McCoy, F. 2009: The eruption within the debate about the date. In Time's up! Dating the Minoan eruption of the Santorini, 73-91. Athény.

McEnroe, J. C. Architecture of Minoan Crete: Constructing Identity in the Aegean Bronze Age. University of Texas press.

Meier, T. – Rische, M. – Endrun, B. – Vafidis, A. – Harjes, H. P. 2004: Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic network, *Tectonophysics* 383, 149-169.

Meulenkamp, J. E. – Zwaan, G. J. van der. – Wamel, W. A. van. 1994: On Late Miocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc, *Tectonophysics* 234, 53-72.

Michetti, A. M - Esposito, E. - Guerrieri, L. - Porfido, S. - Serva, L. – Tatevossian, R. – Vittori, E. – Audemard, F. – Azuma, T. – Clague, J. – Comerci, V. – Gurpinar, A. –

McCalpin, J. – Mohammadioun, B. – Mörner, N. A. – Ota, Y. – Roghazin, E. 2007:
Intensity scale ESI 2007, *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia* 74, 7-16.

Monaco, C. – Tortorici, L. 2004: Faulting and effects of earthquakes on Minoan
archaeological sites in Crete (Greece), *Tectonophysics* 382, 103-116.

Mouslopoulou, V. – Moraetis, D. – Benedetti, L. – Guillou, V. – Hristopulos, D. 2013:
PALEOEARTHQUAKE HISTORY OF THE SPILI FAULT, CRETE, GREECE,
Bulletin of the Geological Society of Greece XLVII (2), 595-604.

Niemeier, W. D. 1980: Die Katastrophe von Thera und die Spätminoische Chronologie.
Jahrbuch DAI 95, 1 – 76.

Nikonov, A. A. – Marinos, P. G. – Koukis, G. C. 1988: On the methodology of
archeoseismic research into historical monument. In *Engineering Geology of Ancient
Works*, 1315 – 1320. Rotterdam.

Nomikou, P. – Papanikolaou, D. – Dietrich, V. J. 2018: Geodynamics and Volcanism in
the Kos-Yali-Nisyros Volcanic Field. In *Nisyros Volcano*, 13-55. Athens.

Novikova, T. – Papadopoulos, A. G. – McCoy, F. 2011: Modelling of tsunami generated by the giant Late Bronze Age eruption of Thera, South Aegean Sea, Greece, *Geophysical Journal International* 186(2), 665-680.

Nur, A. – Burgess, D. 2008: *Apocalypse: Earthquakes, Archaeology, and the Wrath of God*. Princeton.

Nur, A. – Cline, E. H. 2000: Poseidon's Horses: Plate Tectonics and Earthquake Storms in the Late Bronze Age Aegean and Eastern, *Journal of archaeological science* 27, 43 – 63.

Nyst, M. – Nishimura, T. – Pollitz, F. F. – Thatcher, W. 2006: The 1923 Kanto earthquake reevaluated using a newly augmented geodetic data set, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* 111, 1-16.

Palio, O. 2010: OSSERVAZIONI CRONOLOGICHE SULLA COSTRUZIONE DEL SECONDO PALAZZO DI FESTÒS, *Creta Antica* 11, 131-145.

Palyvou, C. – Jusseret, S. – Sintubin, M. 2017: An architectural style of openness and mutability as stimulus for the development of an earthquake-resistant building

technology at Akrotiri, Thera, and Minoan Crete. In *Minoan Earthquakes: Breaking the Myth through Interdisciplinarity*, 249 - 266. Leuven.

Pantou, P. A. – Panagiotopoulos, D. – Cappel, S. - Günkel-Maschek, U. 2017: (De) Constructing Identities Trough Architecture in LM III Crete. In *Minoan Archaeology: Perspectives for the 21st Century (AEGIS)*. 135-148. Louvain.

Papazachos, B. C. – Comninakis, P. E. – Karakaisis, G. F. – Karakostas, B. G. – Papaioannou, Ch. A. - Papazachos, C. B. – Scordilis, E. M. 1999: A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC-1999. University of Thessaloniki.

Papazachos, B. C. – Comninakis, P. E. - Scordilis, E. M. - Karakaisis, G. F. – Papazachos, C. B. 2010: A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and surrounding area for the period 1901–2010. University of Thessaloniki.

Papazachos, C. B. – Papadimitriou, E. E. – Kiratzi, A. A. – Papaioannaou, Ch. A. – Karakaisis, G. F. 1987: Probabilities of Occurrence of Large Earthquakes in the Aegean and Surrounding Area During the Period 1986-2006, *Pure and Applied Geophysics* 125(4), 597-612.

Papazachos, C. B. 1996: Large seismic faults in the Hellenic arc, *Annali di Geofisica* 39(5), 891-903.

Pararas-Carayannis, G. 2011: THE EARTHQUAKE AND TSUNAMI OF JULY 21, 365 AD IN THE EASTERN MEDITERRANEAN SEA - Review of Impact on the Ancient World - Assessment of Recurrence and Future Impact, *Journal of Tsunami Society International* 30(4), 253-292.

Pendlebury, J. D. S. 1954: A Handbook to the Palace of Minos at Knossos. Cambridge

Pe-Piper, G. – Hatzipanagiotou, K. 1997: The Pliocene volcanic rocks of Crommyonia, western Greece and their implications for the early evolution of the South Aegean arc, *Geological Magazine* 134(1), 55-66.

Perissoratis, C. 1995: The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and structure of the Aegean arc, Greece, *Marine Geology* 128, 37-58.

Pichler, H. - Schiering, W. 1977: The Thera Eruption and Late Minoan IB Destructions on Crete. *Nature* 267, 819 – 22.

Pirazzoli, P. A. - Thommeret, J. – Thommeret, Y. – Laborel, J. – Montagnoni, L. F.

1982: CRUSTAL BLOCK MOVEMENTS FROM HOLOCENE SHORELINES: CRIWE AND ANTIKYTHIRA (GREECE), *Tectonophysic* 86, 27-43.

Pirazzoli, P. A. - Ausseil-Badie, J. – Giresse, P. – Hadjidaki, E. – Arnold, M. 1992:

Historical Environmental Changes at Phalasarna Harbor, West Crete, Geoarchaeology: An International Journal 7(4), 371-392.

Platon, L. – Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: Zakros: one or two destructions around the end of the LMIB period?. In LM IB pottery relative chronology and regional differences, 595-612. Athens.

Platon, L. - Cline, E. H. 2010: Kato Zakros. In *The Oxford Handbook of the Bronze Age Aegean*, 509-517.

Platon, N. 1971: Zakros. *The Discovery of a Lost Palace of Ancient Crete*. New York.

Pomerance, L. 1970: *The final collapse of Santorini (Thera): 1400 B.C. or 1200 B.C.?*

With addenda. Göteborg.

Poursat, J. C. - Krzyszkowska, O. 2010: Malia : palace, state, city. In *British School at Athens Studies*, Vol. 18, *CRETAN OFFERINGS: Studies in honour of Peter Warren*, 259-267.

Poursoulis, G. – Dalongeville, R. – Helly, B. 2000: Destruction des édifices minoens et sismicité récurrente en Crète (Grèce) Recurrent seismicity and the destruction of Minoan constructions in Crete (Greece), *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 4, 253-266.

Puglisi, D. – Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: From the end of LM IA to the end of LM IB: the pottery evidence from Hagia Triada. In *LM IB pottery relative chronology and regional differences*, 267-289. Athens

Rackham, O. – Moody, J. 1996: *The Making of the Cretan Landscape*. Manchester.

Rahl, J. M. – Fassoulas, C. – Brandon, M. T. 2004: EXHUMATION OF HIGH-PRESSURE METAMORPHIC ROCKS WITHIN AN ACTIVE CONVERGENT MARGIN, CRETE, GREECE: A FIELD GUIDE. In *32nd INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS B32*, 1-36. Florencie.

Rehak, P. – Younger, J. G. 1998: Review of Aegean Prehistory VII: Neopalatial, Final Palatial, and Postpalatial Crete, *American Journal of Archaeology* 102 (1), 91-173.

Rethemiotakis, G. - Christakis, S. - Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: LM I pottery groups from the Palace and the town of Galatas, Pediada. In LM IB pottery relative chronology and regional differences, 205 - 234. Athens

Rish, R. – Meller, H. 2015: Change and Continuity in Europe and the Mediterranean around 1600 bc, *Proceedings of the Prehistoric Society* 81, 239-264.

Rodríguez-Pascua, M. A. - Pérez-López, R. - Giner-Robles, J. R. – Silva, P. G. - Garduño-Monroy, V. H. – Reicherter, K. 2011: A comprehensive classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) in archaeoseismology: Application to ancient remains of Roman and Mesoamerican cultures, *Quaternary International* 242, 20 – 30.

Rutter, J. B. – Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: Late Minoan IB at Kommos: a sequence of at least three distinct stages. In LM IB pottery relative chronology and regional differences, 307-343. Athens

Sakellarakis, Y. – Sapouna- Sakellaraki, E. 1997: *Archanes Minoan Crete in new light*. Athény.

Sarris, A. - Karakoudis, S. - Vidaki, Ch. - Soupios, P. 2005: Study of the Morphological Attributes of Crete through the Use of Remote Sensing Techniques, *IASME Transactions* 6 (2), 1043-1051.

Shaw, J. W. – Shaw, M. C. – Betancourt, P. P. 1990: Kommos : an excavation on the south coast of Crete, part 2. Princeton.

Shaw, J. W. 1986: Excavations at Kommos (Crete) during 1984-1985, *Hesperia: The Journal of the American School of Classical Studies at Athens* 55 (3), 219-269.

Schaeffer, C. F. A. 1948: Stratigraphie comparée et chronologie de l'Asie occidentale, IIIe et IIe millénaires: Syrie, Palestine, Asie mineure, Chypre, Perse et Caucase. Londýn.

Sintubin, M. – Jusseret, S. – Driessen, J. 2011: Reassessing ancient earthquakes on Minoan Crete. Getting rid of catastrophism. International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering. Korint.

Sintubin, M. - Patelli, E. – Kougioumtzoglou, I. – Beer, M. – Au, S. K. 2013: Archaeoseismology. In *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, 1-17. Berlin, Heidelberg.

Sintubin, M. – Stewart, I. S. 2008: A Logical Methodology for Archaeoseismology: A Proof of Concept at the Archaeological Site of Sagalassos, Southwest Turkey, *Bulletin of the Seismological Society of America* 98 (5), 2209 – 2230.

Sintubin, M. 2011: Archaeoseismology: Past, present and future, *Quaternary International* 242, 4-10.

Sintubin, M. Jusseret, S. 2017: Archaeoseismology. In *Minoan Earthquakes: Breaking the Myth through Interdisciplinarity*, 81 – 95. Leuven.

Smíšek, M. 2016: *Sopečné výbuchy doby bronzové ve Středomoří*. Brno: Masarykova univerzita. diplom. práce.

Soles, J. S. - Day, L. P. – Mook, M. S. – Muhly, J. D. 2003: New construction at Mochlos in the LM IB period. In *Crete beyond the palaces: proceedings of the Crete 2000 conference*, 153-162.

Soles, J. S. – Laffineur, R. 1999: The collapse of Minoan civilization: the evidence of the broken ashlar. In *POLEMOS. Le contexte guerrier en Égée à l'Âge du Bronze*.

Actes de la 7 rencontre égéenne internationale, Université de Liège, 14-17 avril 1998
(Aegaeum 19), 57-65.

Soles, J. S. – McCoy, F. W. – Suka, R. – Sintubin, M. – Jusseret, S. 2017: Evidence for three earthquakes at Mochlos in the Neopalatial period, c. 1700-1430 BC. In *Minoan Earthquakes: Breaking the Myth through Interdisciplinarity*, 307-326. Leuven.

Stiros, C. S. 1997: Costs and benefits of earthquake prediction studies in Greece, *Geophysical Journal International* 131, 478-484.

Stiros, S. C. – Jones, R. E. 1996: *Archaeoseismology*. Atény.

Strobbe, C. – Makris, J. 1984: PHYSICAL PROPERTIES AND STATE OF THE CRUST AND UPPER MANTLE OF THE EASTERN MEDITERRANEAN SEA DEDUCED FROM GEOPHYSICAL DATA, *Marine Geology* 55, 347-363.

Szczuciński, W. 2012: The post-depositional changes of the onshore 2004 tsunami deposits on the Andaman Sea coast of Thailand, *Natural Hazards* 60, 115-133.

Taymaz, T. – Yilmaz, Y. – Dilek, Y. 2007: The geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction, *Geological society, London* 291(1), 1-16.

Thordarson, T. – Self, S. 2003: Atmospheric and environmental effects of the 1783–1784 Laki eruption: A review and reassessment, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* 108 (D1), 1-29.

Tsakanika, E. – Jusseret, S. – Sintubin, M. 2017: Minoan structural systems: earthquake-resistant characteristics. The role of timber. In *Minoan Earthquakes: Breaking the Myth through Interdisciplinarity*, 267 – 304. Leuven.

Tsapanos, M. T. 2001: *Earthquake Hazard Parameters Estimated in Crete Island and the Adjacent Area*, *Pure and Applied Geophysics* 158, 1691-1718.

Tsapanos, M. T. 2008: Seismicity and Seismic Hazard Assessment in Greece. In *Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries*, 253-270.

Tsipopoulou, M. – Alberti, E. – Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: LM IB Petras: the pottery from Room E in House II.1. In *LM IB pottery relative chronology and regional differences*, 463-498. Athens

Tsipopoulou, M. – Betancourt, P. P. – Nelson, M. C. – Williams, H. 2007: Central Court of the Palace of Petras. In *Krinoi Kai Limenes: Studies in Honor of Joseph and Maria Shaw (Prehistory Monographs)*, 49-59. INSTAP Academic Press.

Urabe, J. – Suzuki, T. – Nishita, T. – Makino, W. 2011: Immediate Ecological Impacts of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami on Intertidal Flat Communities, *PLoS ONE* 8(5), 1-6.

Vallianou, D. – Stiros, S. – Jones, R. E. 1996: New evidence of earthquake destructions in Late Minoan Crete. In *Archaeoseismology*, 153-168.

Vallianou, D. 2011: LM IB pottery from the rural Villa of Pitsidia: a response to Jeremy Rutter. In *LM IB pottery relative chronology and regional differences*, 345-373. Athens.

Van de Moortel, A. – Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: Late Minoan IB ceramic phases at Palaikastro and Malia: a response to Séan Hemingway, J. Alexander MacGillivray & L. Hugh Sackett. In *LM IB pottery relative chronology and regional differences*, 531-548. Athens.

Van de Moortel, A. – Darcque, P. 2006: Late Minoan I architectural phases and ceramic chronology at Malia. In Πεπραγμένα Θ' Διεθνούς Κρητολογικού Συνεδρίου Α1, 177-188.

Wall, S. M. – Musgrave, J. H. – Warren, P. M. 1986: Human Bones from a Late Minoan IB House at Knossos, *The Annual of the British School at Athens* 81, 333 – 388.

Warren, P. M. – Brogan, T. M. – Hallanger, E. 2011: Late Minoan IB pottery from Knossos: Stratigraphical Museum excavations, the North Building. In *LM IB pottery relative chronology and regional differences*, 183 – 195. Athens.

Warren, P. M. 1980: Knossos: Stratigraphical Museum Excavations, 1978-1980. Part I, *Archaeological reports* 27, 73 – 92.

Warren, P. M. 1991: The Minoan civilisation of Crete and The volcano of Thera. *Journal of the Ancient Chronology Forum* 4, 29 - 39.

Whanpetch, N. – Nakaoka, M. – Mukai, H. – Suzuki, T. – Nojima, S. – Kawai, T. – Aryuthaka, Ch. 2010: Temporal changes in benthic communities of seagrass beds

impacted by a tsunami in the Andaman Sea, Thailand, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 87, 246-252.

Wyss, M. – Habermann, R. E. 1979: Seismic quiescence precursory to a past and a future Kurile island earthquake, *Pure and Applied Geophysics* 117(6), 1195-1211.

Zedník, J. 2006: Zemětřesení. Geofyzikální ústav Akademie věd České republiky.

Zoitopoulos, M. 2012: The Minoan Settlement of Zakros during the Late Minoan II and Late Minoan III Periods, *Kentro: The Newsletter of the INSTAP Study Center for East Crete* 15, 6-8.

Internetové zdroje a publikace dostupné na internetu:

Howes, D. – Minopolous, M. 2014: Tectonic map of the Hellenic Volcanic Arc and Trench. Dostupné online na:
<https://realhousewifeadventures.files.wordpress.com/2014/05/field-journal-2014-mediterranean-part-2.pdf>

Geology of Sitia Aspiring Geopark – report on geology web. Dostupné online na:
http://www.sitia-geopark.gr/media/26873/snp_report_on_geology_web.pdf

Macdonald, C. 2003: The Palace of Minos at Knossos, Athena Review (3) 3, 36 – 43.

Čerpáno z online verze dostupné na:

<http://www.minoer.net/wp-content/uploads/2011/02/The-Palaces-of-Minos-at-Knossos.pdf>

The Geological Heritage of Psiloritis. Dostupné online na:

<http://www.psiloritis-natural-park.gr/sites/default/files/The%20Geological%20Heritage%20of%20Psiloritis.pdf>

Smithsonian institution:

<http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=212040>

Macdonald, C. 2001: Defining Earthquakes and identifying their consequences in North

Central Crete during the Old and New Palace Periods. Paper presented at the 9th

Cretological Congress in Elounda in 2001 (unpublished). Dostupné na:

https://www.academia.edu/485038/Defining_Earthquakes_and_identifying_their_consequences_in_North_Central_Crete_during_the_Old_and_New_Palace_Periods

Zdroje obrázků:

Adams, E. 2017: Cultural Identity in Minoan Crete: Social Dynamics in the Neo-Palatial Period. Cambridge.

Ballini, F. – Pongolini, L. – Anaxagorou, P. – Pappas, A. – Giraud, I. – Stratigis, D. – Papadopoulos, E. - Treichel, P. – Martinez, X. – Velasquez, S. – Castells, M. la. – Ortigosa, I. 2015: Economic impact to shipping industry, Technické hlášení pro portál Monalisa 2.0 (1.7).

Brázdil, R. 1988: Úvod do studia planety Země. Praha.

Costa, E. – Camerlenghi, A. – Polonia, A. – Cooper, C. – Fabretti, P. – Mosconi, A. – Murelli, P. – Romanelli, M. – Sormani, L. – Wardell, N. 2004: Modeling deformation and salt tectonics in the eastern Mediterranean Ridge accretionary wedge, GSA Bulletin, 116 (7), 880-894.

Craddock, J. P. – Klein, T. – Kowalczyk, G. – Zulauf, G. 2009: Calcite twinning strains in Alpine orogen flysch: Implications for thrust-nappe mechanics and the geo dynamics of Crete, Lithosphere 1 (3), 174-191.

Driessen, J. – Macdonald, C. F. 1997: The Troubled Island: Minoan Crete before and after the Santorini eruption. *Aegeum* 17. *Annales d'archéologie égéene de l'Université de Liège et UT-PASP*. Liège, Austin.

Driessen, J. – Schoep, I. – Anastasiadou, M. – Carpentier, F. – Crevecoeur, I. – Déderix, S. – Devolder, M. – Gaignerot-Driessen, F. – Jusseret, S. – Langohr, C. – Letesson, Q. – Liard, F. – Schmitt, A. – Tsoraki, C. – Veropoulidou, R. 2013: Excavations at Sissi III. Preliminary Report on the 2011 Campaign. Louvain.

Hatzaki, E. – Momigliano, N. 2007: Neopalatial (MM IIIB–LM IB): KS 178, Gypsades Well (Upper Deposit) and SEX North House Groups. In *Knossos Pottery Handbook: Neolithic and Bronze Age (Minoan)* (British School at Athens Studies), 151 – 196.

Jusseret, S. – Langohr, Ch. – Sintubin, M. 2013: Tracking Earthquake Archaeological Evidence in Late Minoan IIIB (~1300–1200 B.C.) Crete (Greece): A Proof of Concept, *Bulletin of the Seismological Society of America* 106 (6), 1 – 18.

MacGillivray, J. A. – Sackett, L. H. Driessen, J. Hemingway, S. 1991: Excavations at Palaikastro, 1990, *Annual of British School at Athens* 86, 121-147.

McEnroe, J. C. Architecture of Minoan Crete: Constructing Identity in the Aegean Bronze Age. University of Texas press.

Monaco, C. – Tortorici, L. 2004: Faulting and effects of earthquakes on Minoan archaeological sites in Crete (Greece), *Tectonophysics* 382, 103-116.

Oikonomidis, D. - Albanakis, K. – Pavlides, S. – Fytikas, M. 2016: Reconstruction of the paleo-coastline of Santorini Island (Greece), after the 1613 BC volcanic eruption: A GISbased quantitative methodology, *Journal of Earth System Science* 125(1), 1-11.

Pararas-Carayannis, G. 2011: THE EARTHQUAKE AND TSUNAMI OF JULY 21, 365 AD IN THE EASTERN MEDITERRANEAN SEA - Review of Impact on the Ancient World - Assessment of Recurrence and Future Impact, *Journal of Tsunami Society International* 30 (4), 253-292.

Pinchon, X. le. – Angelier, J. 1979: THE HELLENIC ARC AND TRENCH SYSTEM: A KEY TO THE NEOTECTONIC EVOLUTION OF THE EASTERN MEDITERRANEAN AREA, *Tectonophysics* 60, 1-42.

Poursat, J. C. - Krzyszkowska, O. 2010: Malia : palace, state, city. In *British School at Athens Studies*, Vol. 18, CRETAN OFFERINGS: Studies in honour of Peter Warren, 259-267.

Rahl, J. M. – Fassoulas, C. – Brandon, M. T. 2004: EXHUMATION OF HIGH-PRESSURE METAMORPHIC ROCKS WITHIN AN ACTIVE CONVERGENT MARGIN, CRETE, GREECE: A FIELD GUIDE. In 32nd INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS B32, 1-36. Florencie.

Rehak, P. – Younger, J. G. 1998: Review of Aegean Prehistory VII: Neopalatial, Final Palatial, and Postpalatial Crete, *American Journal of Archaeology* 102 (1), 91-173.

Rodríguez-Pascua, M. A. - Pérez-López, R. - Giner-Robles, J. R. – Silva, P. G. - Garduño-Monroy, V. H. – Reicherter, K. 2011: A comprehensive classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) in archaeoseismology: Application to ancient remains of Roman and Mesoamerican cultures, *Quaternary International* 242, 20 – 30.

Seidel, M. 2003: Tectono-sedimentary evolution of middle Miocene supra-detachment basins (western Crete, Greece), Kolín: Unverzita Kolín. inaugur. disert. práce.

Shaw, J. W. 1986: Excavations at Kommos (Crete) during 1984-1985, *Hesperia: The Journal of the American School of Classical Studies at Athens* 55 (3), 219-269.

Sintubin, M. 2011: Archaeoseismology: Past, present and future, *Quaternary International* 242, 4-10.

Taymaz, T. – Yilmaz, Y. – Dilek, Y. 2007: The geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction, *Geological society, London* 291(1), 1-16.

Tsapanos, M. T. 2001: *Earthquake Hazard Parameters Estimated in Crete Island and the Adjacent Area*, *Pure and Applied Geophysics* 158, 1691-1718.

Tsapanos, M. T. 2008: Seismicity and Seismic Hazard Assessment in Greece. In *Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries*, 253-270.

Internetové zdroje obrázků:

Earthquake track:

https://earthquaketrack.com/r/crete-greece/recent?mag_filter=6

Information on the ShakeMaps:

<http://www.cisn.org/shakemap/nc/shake/about.html#accmaps>

Masonry Damage Modes at Pompeii:

<http://www-2016.arch.virginia.edu/struct/pompeii/masonry/masonry-1.html>

Oficiální stránky Archanes:

http://www.archanes-asterousia.gr/poi.php?poi_id=1_137&lang=en

Dr. Dudley Moore oficiální stránky:

<https://drdudsdicta.com/2014/06/>

Minoan Crete Tylissos:

<http://www.minoancrete.com/tylissos.htm>

Minoan Crete Pitsidia:

<http://www.minoancrete.com/pitsidia.htm>

Macdonald, C. 2003: The Palace of Minos at Knossos, *Athena Review* (3) 3, 36 – 43.

Čerpáno z online verze dostupné na:

<http://www.minoer.net/wp-content/uploads/2011/02/The-Palaces-of-Minos-at->

[Knossos.pdf](#)