



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ



ANNA MARIA N. ΜΠΟΓΙΑΤΖΟΓΛΟΥ

ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ ΣΤΟ ΗΛΙΑΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2018



ANNA MARIA N. ΜΠΟΓΙΑΤΖΟΓΛΟΥ
Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5014



ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ ΣΤΟ ΗΛΙΑΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Τεκτονικής

Επιβλέπων

Α. Χατζηπέτρος

© Άννα Μαρία Ν. Μπογιατζόγλου, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωλογίας, 2018

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ ΣΤΟ ΗΛΙΑΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ – *Διπλωματική Εργασία*

© Anna Maria N. Bogiatzoglou, School of Geology, Dept. of Geology, 2018
All rights reserved.

TECTONIC STRUCTURES OF THE SOLAR SYSTEM – *Bachelor Thesis*



Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



Περίληψη

Η παρούσα εργασία έχει ως στόχο τον συνδυασμό επιστημονικών στοιχείων που έχουν συλλεχθεί από ερευνητές, σχετικά με την τεκτονική δραστηριότητα που παρουσιάζουν ορισμένα σώματα του Ηλιακού συστήματος, και συγκεκριμένα ο Άρης, η Αφροδίτη, ο Ερμής και η Ευρώπη, ενώ κατά την ανάλυσή τους χρησιμοποιούνται αναλογίες της Γης και της Σελήνης. Τα μοντέλα που προκύπτουν για κάθε ένα από τα παραπάνω σώματα, μας δίνουν μια εικόνα σχετικά με τις ομοιότητες και τις διαφορές μεταξύ των ουράνιων σωμάτων. Οι διαφορές αυτές εντοπίζονται κυρίως στις διεργασίες σχηματισμού των δομών παρά στη γεωμετρία των δομών. Αντίθέτως, τα σώματα αυτά φαίνονται να εμφανίζουν όμοια μορφολογικά χαρακτηριστικά τα οποία οφείλονται σε παρόμοιους ή τελείως διαφορετικούς ενδογενείς και εξωγενείς παράγοντες. Με βάση τα στοιχεία που συλλέγονται προκύπτει η γεωλογική ιστορία και η πορεία εξέλιξης των πλανητών αυτών. Ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο στην κατανόηση των παραπάνω, αλλά και στην εξαγωγή συμπερασμάτων με βάση τα δεδομένα που συλλέγονται από διαστημικά οχήματα, παίζουν οι τάσεις στις οποίες οφείλονται οι διάφορες δομές και γι' αυτό το λόγο γίνεται εκτενής αναφορά σε αυτές σε κάθε σχετικό κεφάλαιο.

Φυσικά όλα τα παρακάτω αποτελούν ένα δείγμα των ευρημάτων της επιστημονικής κοινότητας, ενώ οι απόψεις διαφέρουν μεταξύ των ερευνητών, εξαιτίας των ασαφιών των μετρήσεων, των διαφορετικών μοντέλων που χρησιμοποιούνται ανά περίπτωση, και κυρίως, των διαφορών που προκύπτουν από την σύγκριση των παραπάνω παρατηρήσεων στα σώματα του ηλιακού συστήματος και της Γης, στις οποίες στηρίζεται η πλειοψηφία των συμπερασμάτων. Ως εκ τούτου γίνεται σαφές, ότι είναι απαραίτητη η περεταίρω έρευνα και συλλογή πληροφοριών για την αποκωδικοποίηση των μηχανισμών λειτουργίας των ουράνιων σωμάτων.



Abstract

The present thesis aims at combining scientific data collected by researchers on the tectonic activity of certain bodies of the solar system, and specifically on Mars, Venus, Mercury and Europa, while their analysis uses analogies of the Earth and the Moon. The models that emerge for each of the above bodies give us an insight into the similarities and differences between the celestial bodies. These differences are mainly found in the procedures that create the structures rather than the geometry of the structures. Instead, these bodies appear to exhibit similar morphological characteristics due to similar or totally different endogenous and exogenous factors. Based on the data collected, we have a better image for the geological history and the course of evolution of these planets. Particularly important in understanding the above, but also in drawing conclusions based on data collected from space vehicles, are the stresses due to which the structures are formed, and for this reason extensive reference is made to them in each relevant chapter.

Of course, all of the following are just a sample of the findings of the scientific community, while the views differ among researchers because of the measurement uncertainties, the different models used on a case-by-case basis and, above all, the differences between the ratios on which the majority of the conclusions are based. It is therefore clear that further investigation and collection of information is needed to decode the mechanisms of celestial bodies.



Πίνακας Περιεχομένων

Περίληψη

Abstract

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 3

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ..... 3

1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ..... 3

1.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΓΙΑ ΚΑΤΑΝΟΗΣΗ ΤΩΝ ΔΟΜΩΝ 4

1.3 Βιβλιογραφία..... 5

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 6

2 ΑΡΗΣ..... 6

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ..... 6

2.1.1 Σύντομη γεωλογική ιστορία του Άρη..... 6

2.1.2 Σύσταση και δομή 8

2.2 ΣΥΜΠΙΕΣΗ 9

2.2.1 Συμπιεστική τεκτονική και αντίστοιχες δομές 9

2.2.2 Μορφολογική ταξινόμηση..... 10

2.2.3 Χωρική κατανομή των δομών σε δυο ημισφαίρια και σχετικές τάσεις..... 14

2.2.4 Ανάλυση του είδους των τάσεων που απαιτούνται για την ανάπτυξη των δομών συμπίεσης..... 16

2.2.5 Χρονολογία συμπιεστικών παραμορφώσεων..... 19

2.2.6 Παγκόσμια συστολή του Άρη 24

2.3 ΚΕΝΤΡΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ 30

2.3.1 Κέντρα δραστηριότητας στο δυτικό ημισφαίριο 30

2.3.2 Κέντρα δραστηριότητας στο ανατολικό ημισφαίριο 37

2.3.3 ΣΥΝΤΟΜΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΔΟΜΩΝ ΕΚΤΑΣΗΣ..... 40

2.3.4 Διαστάσεις..... 41

2.3.5 Δομή 42

2.4 Βιβλιογραφία..... 44

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3..... 49

3 ΑΦΡΟΔΙΤΗ..... 49

3.1 ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΔΟΜΕΣ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ 49

3.1.1 Ηλικία των μονάδων..... 52

3.1.2 Παγκόσμιο στρωματογραφικό μοντέλο της Αφροδίτης..... 53

3.1.3 Γεωλογική ιστορία της Αφροδίτης..... 54

3.2 Βιβλιογραφία..... 56

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4.....	57
4 ΑΝΑΦΟΡΕΣ ΣΕ ΑΛΛΑ ΣΩΜΑΤΑ	57
4.1 Η ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΡΜΗ ΜΕΣΑ ΑΠΟ ΣΥΓΚΡΙΣΕΙΣ ΜΕ ΤΗΝ ΓΗ ΚΑΙ ΤΟΝ ΑΡΗ.....	57
4.1.1 Επιφανειακές δομές, σχέσεις τάσεων, και ιδιότητες υλικών του Ερμή.....	57
4.2 ΕΥΡΩΠΗ: ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΟΝ ΔΟΥΡΥΦΟΡΟ ΤΟΥ ΔΙΑ.....	60
4.3 Βιβλιογραφία	63
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5.....	65
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	65
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι.....	70

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

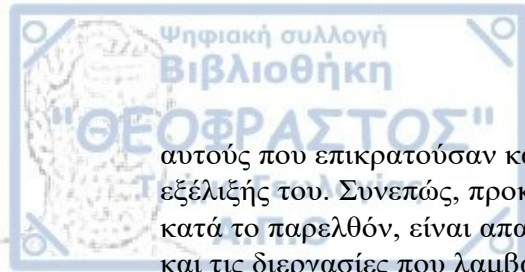
1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η αναλογία ορίζεται ως «μια ομοιότητα μεταξύ των χαρακτηριστικών δύο πραγμάτων, στα οποία μπορεί να βασιστεί μια σύγκριση ή, με άλλα λόγια, μια μορφή συλλογιστικής στην οποία ένα πράγμα συνάγεται ότι είναι παρόμοιο με ένα άλλο κατά ένα ορισμένο τρόπο, βάσει της γνωστής ομοιότητας μεταξύ των πραγμάτων με άλλους τρόπους». Αυτό μπορεί να βρεθεί σε ένα λεξικό. Στην εξερεύνηση του διαστήματος, έχουν χρησιμοποιηθεί από την αρχή οι αναλογίες για την ερμηνεία των μορφολογικών χαρακτηριστικών που παρατηρήθηκαν στις εικόνες που μεταδόθηκαν από το διαστημικό σκάφος πίσω στη Γη. Η ερμηνεία αυτών των εικόνων υποχρέωσε την έναρξη μιας ισχυρής ανταλλαγής γνώσεων μεταξύ των διαφορετικών πεδίων της επιστήμης, ιδιαίτερα της γεωλογίας και της αστροφυσικής, αλλά και της αστροβιολογίας, συμβάλλοντας στη διαμόρφωση μιας νέας επιστήμης: της πλανητολογίας. Από τότε η αυξανόμενη σημασία της μελέτης και η χρήση των επίγειων αναλογιών για διάφορα διαστημικά περιβάλλοντα έχει αποκτήσει όλο και μεγαλύτερη σημασία με την επιτόπια εξερεύνηση και τις αυξημένες δυνατότητες των επιφανειακών στοιχείων.

Παρά τις πολλές προσπάθειες, κανένα εργαστήριο δεν είναι ικανό να αναπαράγει ένα πραγματικό πλανητικό περιβάλλον και είναι θεμελιώδες να βασιζόμαστε στη μακρά εμπειρία που αποκτήσαμε στη Γη για να εξάγουμε τα μοντέλα για να εξηγήσουμε τα φαινόμενα που παρατηρούνται σε άλλους πλανήτες. Έτσι λοιπόν απαιτείται μια εμπειρία σχετική με την αναγνώριση η οποία μπορεί να αποκτηθεί μόνο χρησιμοποιώντας δοκιμές σε περιοχές όπου το έδαφος, η μορφολογία και τα χαρακτηριστικά του εδάφους είναι όσο το δυνατόν πιο όμοια με αυτά που αναμένονται στον πλανήτη. Ωστόσο μια υποψήφια αναλογική τοποθεσία απαιτεί μια μακρά και λεπτομερή ανάλυση πριν να «καθοριστεί» ως τέτοια, καθώς δεν πρέπει να αγνοούνται οι θεμελιώδεις διαφορές μεταξύ των πλανητών, και ιδιαίτερα σε σχέση με την Γη όπου χαρακτηρίζεται από έντονη δράση της βιόσφαιρας.

Οι επιστήμονες μπορούν να έχουν πρόσβαση σε ένα μεγάλο αριθμό δεδομένων, συμπεριλαμβανομένων των εικόνων υψηλής ανάλυσης, χρώματος και στερεοσκοπικών εικόνων, παρέχοντας τη δυνατότητα γεωλογικής ερμηνείας που ενισχύεται από τα οχήματα που προσφέρουν τεράστια *in situ* δεδομένα. Η χρήση της αναλογίας των γεωλογικών χαρακτηριστικών της Γης έχει γίνει ένα ισχυρό εργαλείο για να υποστηρίξει και να συμπληρώσει την κατανόηση της τηλεπισκόπησης και των επιτόπιων μετρήσεων και παράλληλα οι διεργασίες που διεξάγονται στη Γη διερευνούνται τώρα με μια νέα, πλανητική, οπτική.

Με βάση τα παραπάνω έχει γίνει προσπάθεια κατανόησης των τεκτονικών δομών των πλανητικών σωμάτων, εκτός της Γης, και η συσχέτιση με αυτήν, τόσο ως προς τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της επιφανειάς τους, όσο και ως προς τους ενδογενείς και εξωγενείς παράγοντες που συνέβαλαν στην διαμόρφωσή τους. Σημαντικό ρόλο στην προσπάθεια αυτή παίζει ο ομοιομορφισμός, που αποτελεί την βασική αρχή στην γεωλογία και στην μελέτη των ουράνιων σωμάτων. Σύμφωνα με αυτήν: «το παρόν είναι το κλειδί για το παρελθόν», που σημαίνει ότι οι διεργασίες και οι μηχανισμοί που λαμβάνουν χώρα σε ένα ουράνιο σώμα, είναι όμοιοι με



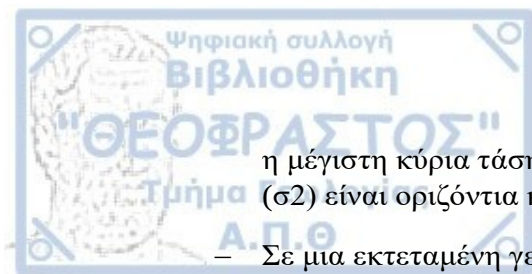
αυτούς που επικρατούσαν και κατά το παρελθόν του και κατά τη διάρκεια της εξέλιξής του. Συνεπώς, προκειμένου να ερευνηθούν οι μηχανισμοί που λειτούργησαν κατά το παρελθόν, είναι απαραίτητη η άντληση πληροφοριών για τους μηχανισμούς και τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στο παρόν του κάθε σώματος. Μια ακόμα υπόθεση στην οποία στηρίζεται η αρχή του ομοιομορφισμού είναι ότι οι εν λόγω μηχανισμοί είναι παγκόσμιοι, και επομένως οι μηχανισμοί που λειτουργούν σε ένα ουράνιο σώμα (λόγου χάρη στη Γη) και έχουν ως αποτέλεσμα την δημιουργία συγκεκριμένων δομών στην επιφάνειά του, είναι παρόμοιοι με αυτούς που επικρατούν σε άλλα σώματα (λόγου χάρη στον Άρη), εφόσον οι επιφανειακές δομές είναι παρόμοιες. Φυσικά πρέπει να λαμβάνονται πάντα υπ' όψη οι αποκλίσεις που παρουσιάζονται στις συγκρίσεις μεταξύ των σωμάτων, καθώς επηρεάζονται από παράγοντες που αφορούν τα μοναδικά χαρακτηριστικά του κάθε σώματος (πχ σύσταση, δομή, μέγεθος κλπ).

Κυριότερη έμφαση στην παρούσα εργασία δίνεται στις δομές και τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στον πλανήτη Άρη, καθώς οι εκτεταμένες έρευνες έχουν εξασφαλίσει την μεγαλύτερη ποσότητα πληροφοριών, συγκριτικά με τα υπόλοιπα ουράνια σώματα. Ωστόσο, ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα ευρήματα σχετικά με την Αφροδίτη, τον Ερμή και την Ευρώπη που αποτελεί έναν από τους δορυφόρους του πλανήτη Δία, και για τα οποία θα γίνει αναφορά και σύγκριση, όπου αυτό είναι εφικτό.

1.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΓΙΑ ΚΑΤΑΝΟΗΣΗ ΤΩΝ ΔΟΜΩΝ

Τα επόμενα κεφάλαια, όπως ήδη αναφέρθηκε, έχουν ως στόχο να δώσουν μια εικόνα σχετικά με τις επιφανειακές δομές και τους παράγοντες δημιουργίας τους στο κάθε σώμα, πάντα σε αναλογία με τα Γήινα μοντέλα. Για το λόγο αυτό είναι σημαντικό σε αυτό το σημείο είναι να γινεί μια ελάχιστη αναφορά στη σχέση μεταξύ τάσεων και αντίστοιχων δομών, καθώς με βάση αυτές της πληροφορίες αναλύονται τα στοιχεία που θα αναπτυχθούν στα επόμενα κεφάλαια. Έτσι λοιπόν, αναφέρεται εδώ ότι:

- Οι τεκτονικές λεκάνες και οι διακλάσεις δημιουργούνται ρωγμές περιορίζονται από κανονικά ρήγματα που προκύπτουν από εκτατικές τάσεις, ενώ οι ράχες γενικά θεωρούνται ότι έχουν σχηματιστεί από τάσεις συμπίεσης που συνδέονται με ανάστροφα ρήγματα και πτυχές.
- Υποθέτοντας ότι η επιφάνεια ενός πλανήτη είναι ένα ελεύθερο όριο (δηλ. μια επιφάνεια στην οποία δεν ασκείται κάθετη τάση), μία από τις κύριες τάσεις πρέπει να είναι κατακόρυφη και οι άλλες δύο οριζόντιες κοντά στην επιφάνεια σε περιοχές χωρίς έντονο ανάγλυφο. Υπό αυτές τις συνθήκες, χωρίς άλλους περίπλοκους παράγοντες όπως οι προϋπάρχουσες δομές ή οι ανισοτροπίες, οι τύποι των ρηγμάτων που σχηματίζονται, σχετίζονται άμεσα με τον προσανατολισμό των κύριων τάσεων και συγκεκριμένα, με το ποια κύρια τάση είναι κατακόρυφη. Σε περίπτωση που η μέγιστη κύρια τάση, σ_1 , είναι κατακόρυφη, η διάρρηξη γίνεται κατά την ενδιάμεση τάση (σ_2) και η ελάχιστη τάση, (σ_3), είναι παράλληλη στο ρήγμα.
- Για τις συμπιεστικές δομές, όπως είναι τα ρήγματα και οι πτυχές που θεωρούνται ότι συνιστούν τις ράχες, η ελάχιστη τάση (σ_3) είναι κατακόρυφη,



η μέγιστη κύρια τάση (σ_1) είναι οριζόντια και κάθετη στη διάρρηξη, η τάση (σ_2) είναι οριζόντια και παράλληλη με τη δομή.

- Σε μια εκτεταμένη γεωγραφική απόσταση της επιφάνειας ενός πλανήτη, η διάρρηξη λόγω επέκτασης, βρίσκεται εντός του επιπέδου σ_1 - σ_2 (δηλαδή του επιπέδου κάθετου στο σ_3), το οποίο είναι παντού κατακόρυφο στην επιφάνεια του πλανήτη (κατά μήκος του ίχνους) και η νοητή του προέκταση τέμνει το κέντρο του πλανήτη. Η μόνη επιφάνεια που έχει αυτή τη γεωμετρία συναντά έναν μεγάλο κύκλο στην επιφάνεια του πλανήτη που είναι παράλληλος με την ρήξη της επέκτασης. Για συμπιεστικές δομές (όπως οι ράχες), η διάρρηξη της ράχης βρίσκεται εντός του επιπέδου σ_1 - σ_3 (δηλαδή, το επίπεδο κάθετο στο σ_2). Αυτό το επίπεδο είναι κάθετο στην επιφάνεια του πλανήτη και είναι παράλληλο με την κανονική επιφάνεια της ράχης. Αν επεκταθεί, θα τέμνει το κέντρο του πλανήτη. Η μόνη επιφάνεια που έχει αυτή τη γεωμετρία συμπίπτει με έναν μεγάλο κύκλο που είναι κάθετος στην διάρρηξη της ράχης (σε αυτή την περίπτωση, μια ακτινική μέγιστη τάση συμπίεσης θα παρήγαγε μια ομόκεντρη κατανομή των ράχων, όπως θα δούμε στη συνέχεια).

1.3 **Βιβλιογραφία**

Flamini, E., Ori, G. G., di Pippo, S., & Osinsky, G. (2009). Exploring Mars and its terrestrial analogues. *Planetary and Space Science*, 57(5–6), 509.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.02.004>

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΑΡΗΣ

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

2.1.1 Σύντομη γεωλογική ιστορία του Άρη

Σημαντική για την κατανόηση της λειτουργίας ενός πλανήτη, ιδιαίτερα όσον αφορά τις ενδογενείς δυνάμεις που διαμορφώνουν την επιφάνειά του, είναι η κατανόηση του τρόπου λειτουργίας του εσωτερικού του. Για παράδειγμα, στην Γη, ερμηνεύουμε τις επιφανειακές δομές που συναντάμε στους σχηματισμούς βασιζόμενοι στις γνώσεις μας σχετικά με το εσωτερικό της, όπως για παράδειγμα την διάρθρωσή της σε στρώματα (φλοιός, μανδύας, πυρήνας), τις ιδιότητες του κάθε στρώματος, καθώς και την σύσταση και τις δυνάμεις που παράγονται από το καθένα, με αποτέλεσμα την σύνθεση της γεωλογικής ιστορίας του πλανήτη. Αντίστοιχης λοιπόν σημασίας είναι ο καθορισμός των βασικών δομών του εσωτερικού κάθε πλανήτη, όταν πρόκειται να μελετηθεί η δραστηριότητά του.

Με την έναρξη του διεθνούς προγράμματος εξερεύνησης του Άρη, έχουν έρθει στο προσκήνιο πληροφορίες σχετικές με την γεωλογική ιστορία του πλανήτη, οι οποίες όπως είναι φυσικό γενούν αντίστοιχα πολλαπλάσιες ερωτήσεις και θέματα προς διερεύνηση. Ωστόσο οι μέχρι τώρα πληροφορίες σχετικά με την ιστορία του πλανήτη, μπορούν να συνοψισθούν στις παρακάτω παραγράφους:

Ο Άρης διαχωρίστηκε σε φλοιό, μανδύα και πυρήνα μέσα σε μερικές δεκάδες εκατομμύρια χρόνια από τον σχηματισμό του και το μεγαλύτερο μέρος της γεωλογικής του δραστηριότητας έλαβε μέρος τα πρώτα 1,5 δισεκατομμύρια χρόνια της ιστορίας του. Το πιο εμφανές χαρακτηριστικό του Άρη είναι η έντονη αντίθεση, που είναι γνωστή ως «η διχοτομία του Άρη», ανάμεσα στο νότιο ημισφαίριο και το βόρειο. Η γεωγραφία των δύο ημισφαιρίων διαφέρει σε υψόμετρο κατά 1 έως 3 χιλιόμετρα. Το μέσο πάχος του φλοιού είναι 45 χιλιόμετρα, με 32 χιλιόμετρα στις βόρειες περιοχές και 58 χιλιόμετρα στα νότια υψίπεδα. Αυτή η διχοτομία πιθανά να σχηματίστηκε σχετικά νωρίς, ενώ ο πλανήτης είχε ήδη μαγνητικό πεδίο και το Tharsis πιθανώς ξεκίνησε να σχηματίζεται. Η διαίρεση των γεωλογικών περιόδων για τον Άρη δίνεται σχηματικά στο Παράρτημα Ι και χωρίζεται σε τρεις βασικές περιόδους: Νοάχιο, Εσπέριο και Αμαζόνιο.

Η βάση του Νοαχίου χρονολογείται περίπου στα 4,1-3,8 Gyr, ενώ ελάχιστες πληροφορίες υπάρχουν για την περίοδο προ του Νοαχίου, εκτός απ' το γεγονός ότι χαρακτηριζόταν από μαγνητικό πεδίο, όπως αναφέρθηκε, και ότι σχηματίστηκαν πολυάριθμες λεκάνες λόγω πρόσκρουσης μετεωριτών. Το Νοάχιο έληξε περίπου πριν από 3,8 Gyr, και χαρακτηρίζεται από υψηλούς ρυθμούς διάβρωσης, σχηματισμού πεδιάδων και πρόσκρουσης μετεωριτών με σχηματισμό κρατήρων. Στο τέλος του Νοαχίου, οι ρυθμοί των παραπάνω διεργασιών μειώθηκαν μαζικά και ραγδαία, ενώ αντίθετα η ηφαιστειότητα συνεχίστηκε με σχετικά υψηλά ποσοστά, μέχρι και το Μ. Εσπέριο, με αποτέλεσμα την αναδιάρθρωση του 30% της επιφάνειας του πλανήτη. Επεισοδιακοί χείμαρροι νερού σχηματίζονται, ιδιαίτερα στο Α. Εσπέριο, δημιουργώντας φαράγγια, ενώ στη συνέχεια η δραστηριότητα του νερού μειώνεται (όχι όμως στο 0%) με πιθανό αποτέλεσμα την δημιουργία μιας παχιάς κρυόσφαιρας. Μετά το τέλος του Εσπερίου (3Gyr) και την έναρξη του Αμαζονίου, ο

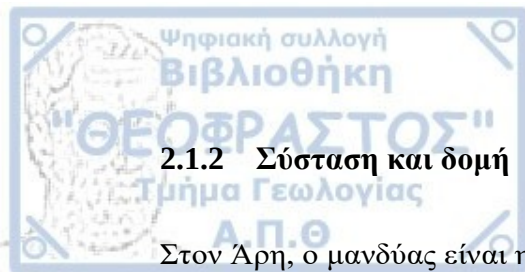


ρυθμός της γεωλογικής δραστηριότητας ελαττώνεται ακόμα περισσότερο (περίπου στο 1/10 της δραστηριότητας του Εσπερίου), και συγκεντρώνεται κυρίως γύρω από την περιοχή Tharsis και Elysium. Μικρές ροές νερού κάνουν την εμφάνισή τους επεισοδιακά, αλλά σε καμία περίπτωση δεν συγκρίνονται σε μέγεθος με τις εκδηλώσεις του Α. Νοαχίου-Κ. Εσπερίου. Οι πιο χαρακτηριστικές δομές του Αμαζονίου, είναι αυτές που σχετίζονται με την εμφάνιση, την συσσώρευση και την κίνηση παγετώνων.

Συμπεράσματα για τη Θερμική και την Τεκτονική Ιστορία

Από τις εκτιμήσεις της συνολικής έκτασης του ηφαιστειακού υλικού ως συνάρτηση της ηλικίας φαίνεται να υπάρχει ελάχιστη αμφιβολία ότι το Κ. Εσπέριο ήταν μια περίοδος που γνώρισε έναν μεγάλο παλμό ηφαιστειότητας. Στην πραγματικότητα, το Κ. Εσπέριο φαίνεται να ήταν η πιο σημαντική περίοδος ηφαιστειότητας στη γεωλογική ιστορία του Άρη μετά τον Κ. Νοάχιο. Τα μοντέλα θερμικής ιστορίας που βασίζονται σε έναν αρχικά ζεστό, εντελώς διαφοροποιημένο πλανήτη προβλέπουν μια πρώιμη περίοδο ταχείας «ψύξης του εσωτερικού που διαρκεί αρκετές εκατοντάδες εκατομμύρια έως ένα δισεκατομμύριο χρόνια, ακολουθούμενη από αργή ψύξη σε όλη την υπόλοιπη γεωλογική ιστορία. Αυτά τα μοντέλα προβλέπουν επίσης ότι ο μέσος ρυθμός ηφαιστειότητας μειώνεται με το χρόνο. Αυτό είναι ασυμβίβαστο με τις εκτιμήσεις της συνολικής έκτασης και του μέσου ρυθμού ηφαιστειακής αναδιάρθρωσης της επιφάνειας κατά το Κ. Εσπέριο. Σε αντίθεση με τα μοντέλα των Schubert και Spohn (1990) και Schubert et al. (1993), οι Stevenson και Bittker (1990) υποστηρίζουν ότι η απώλεια θερμότητας λόγω ηφαιστειότητας θα μπορούσε να έχει επίδραση στη ροή του μανδύα με αποτέλεσμα μακρές περιόδους μειωμένης ηφαιστειακής δραστηριότητας. Αυτό, κατά τα άλλα, έχει ως αποτέλεσμα τη θέρμανση του εσωτερικού που θα οδηγούσε σε ένα επεισόδιο εκτεταμένης ηφαιστειότητας.

Η θερμική ιστορία, φυσικά, συνδέεται και με την τεκτονική ιστορία. Κατά τη διάρκεια της ταχείας πλανητικής ψύξης που προβλέπεται στα μοντέλα των Schubert και Spohn, ο ρυθμός συμπίεσης στη λιθόσφαιρα αναμένεται να είναι σχετικά υψηλός, με προοδευτική μείωση κατά τη διάρκεια της περιόδου βραδείας ψύξης. Τα αποτελέσματα αυτής της μελέτης δείχνουν ότι δεν υπάρχουν ενδείξεις πρώιμης, ευρέως κατανεμμένης συμπιεστικής τεκτονικής στο υλικό των υψιπέδων του Νοαχίου. Περαιτέρω, η παραμόρφωση δεν φαίνεται να έχει σταδιακά μειωθεί μετά το Νοάχιο. Η συμπιεστική παραμόρφωση στον Άρη κορυφώθηκε κατά το Κ. Εσπέριο. Χωροταξικά, ο κύριος όγκος της συμπιεστικής παραμόρφωσης περιορίζεται σε μονάδες πεδιάδων που αντικατοπτρίζουν ισχυρές τοπικές και περιφερειακές τεκτονικές επιρροές. Ένας παλμός παγκόσμιας ηφαιστειότητας κατά το Κ. Εσπέριο μπορεί να είχε οδηγήσει σε ένα σημειακό επεισόδιο της παγκόσμιας συστολής που συνέβαλε στην συμπιεστική παραμόρφωση κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου. Η μόνη σημαντική συμπιεστική παραμόρφωση μετά το Κ. Εσπέριο εμφανίζεται σε τοπική κλίμακα στις ροές του Syrtis Major Planum και στην διασκορπισμένη ηφαιστειακή ύλη της πεδιάδας της που διαμορφώθηκε το Α. Εσπέριο. Σχετικά λίγα συστολικά χαρακτηριστικά βρίσκονται σε ηφαιστειακές πεδιάδες ηλικίας Αμαζονίου.



2.1.2 Σύσταση και δομή

Στον Άρη, ο μανδύας είναι η βραχώδης, εσωτερική περιοχή του πλανήτη που μεταφέρει τη θερμότητα που παράγεται κατά τη διάρκεια αρχικά της αφομοίωσης και στη συνέχεια του σχηματισμού του πυρήνα. Ο φλοιός σχηματίζεται από την τήξη του ανώτερου μανδύα και έχει διαμορφωθεί και επανασχηματιστεί λόγω σύγκρουσης από πτώση μετεωριτών, ηφαιστειακή κίνηση, ροή μανδύα και διάβρωση. Το εσωτερικό του Άρη είναι δυναμικά ενεργό στις πρώτες φάσεις της ιστορίας του πλανήτη, και ακολουθείται από μια ραγδαία πτώση στη μεταφορά της θερμότητας, όπως θα αναλυθεί στη συνέχεια, που επηρεάζει την λειτουργία του πλανήτη όσον αφορά τόσο τα εσωτερικά όσο και τα εξωτερικά χαρακτηριστικά του.

Όπως αναφέρθηκε στην αρχή, η έρευνα των πλανητικών σωμάτων βασίζεται σε μεγάλο βαθμό στις αναλογίες με τη Γη. Στη περίπτωση του Άρη, η σημαντικότερη διαφορά του σε σχέση με τη Γη, η οποία και είναι η βασική αιτία για πολλές από τις δευτερεύουσες διαφορές των δύο πλανητών, είναι το μικρότερο μέγεθος της ακτίνας του Άρη, η οποία είναι σχεδόν δύο φορές μικρότερη από την Γήινη, γεγονός που πιθανώς οδηγεί στην γρηγορότερη θέρμανση και ψύξη του. Συνεπώς, η γεωλογική δραστηριότητα εκδηλώνεται ως τεκτονισμός, ηφαιστειότητα και η σχετική απελευθέρωση πτητικών πρέπει να έχουν συμβεί σχετικά νωρίτερα για τον Άρη παρά για τη Γη. Σημαντική επίσης διαφορά αποτελεί το γεγονός ότι ο Άρης δεν διαιρείται σε τεκτονικές πλάκες. Με γήινες αναλογίες θα μπορούσαμε να πούμε ότι αποτελείται από μια μοναδική πλάκα, με παχύ και άκαμπτο εξωτερικό κέλυφος, κάτι το οποίο φυσικά δεν αποκλείει κατά τη διάρκεια της γεωλογικής εξέλιξης του πλανήτη, να εμφανίζε λεπτότερες ή ακόμα και κινητές πλάκες. Παρακάτω δίνονται τα βασικά χαρακτηριστικά του φλοιού και του μανδύα του Άρη, σύμφωνα με την Zuber (2001), ώστε να δημιουργηθεί μια πληρέστερη εικόνα του περιβάλλοντος μελέτης.

Φλοιός

Η επιφάνεια αποτελείται από ένα μείγμα σχετικά παρθένων πυριγενών πετρωμάτων που επικαλύπτονται από προϊόντα οξείδωσης που είναι ιδιαίτερα οξειδωμένα και αποτελούν τα μεγάλα στρώματα σκόνης και τα εδάφη. Το κοκκινωπό χρώμα της αρειανής επιφάνειας οφείλεται στην παρουσία σιδηρούχων μετάλλων στο οξειδωμένο επιφανειακό στρώμα. Η επιφάνεια ανανεώνεται περιοδικά από μετεωρίτες, ενώ καταστρέφεται και λόγω της οξείδωσης και της υπερϊώδους ακτινοβολίας.

Όσον αφορά τη σύσταση, τα δεδομένα του φασματομέτρου θερμικής εκπομπής από το όχημα επιφάνειας του Mars Global Surveyor (MGS) δείχνουν περιοχές με δύο συστάσεις: μία πλούσια σε βασαλτικό υλικό στα νότια υψίπεδα και μία πλούσια σε ανδεσίτη στα βόρεια πεδινά. Τα μητρικά μάγματα δημιουργήθηκαν πιθανότατα από μερική τήξη του ανώτατου μανδύα του Άρη και τοποθετήθηκαν στην επιφάνεια και μέσα στον φλοιό με ηφαιστειακές και μαγματικές διαδικασίες.

Λιθόσφαιρα

Τα μοντέλα της θερμικής εξέλιξης του Άρη είναι ευαίσθητα όσον αφορά την κατανομή των εσωτερικών πηγών θερμότητας και τον τρόπο απώλειας θερμότητας από το μανδύα, η οποία εξαρτάται από την εσωτερική δομή και την κατανομή της θερμοκρασίας. Τα μοντέλα απώλειας θερμότητας με μεταφορά απαιτούν παραδοχές σχετικά με τις συγκεντρώσεις ραδιενεργών στοιχείων ικανών να παράγουν θερμότητα (κάλιο, ουράνιο και θόριο) που διασπώνται στο φλοιό. Αυτές οι

συγκεντρώσεις ελέγχονται από τον τρόπο με τον οποίο αυτά τα μεγάλα άτομα διασπώνται στο τήγμα, καθώς και το κλάσμα του μανδύα που υπέστη τήξη με αποτέλεσμα να δημιουργήσει φλοιό.

Η ανάλυση της βαρύτητας και της τοπογραφίας απέδωσε εκτιμήσεις για το πάχος της αρειανής λιθόσφαιρας. Το πάχος συνήθως ερμηνεύεται ως το βάθος έως μια ισόθερμη (περίπου 6507C) κάτω από την οποία το εσωτερικό του πλανήτη είναι πάρα πολύ αδύναμο για να υποστηρίξει τις τάσεις για χρονικό διάστημα μεγαλύτερο των περίπου 108 ετών (Zuber, 2001).

Μανδύας

Συμπεράσματα σχετικά με την σύνθεση του μανδύα του Άρη προκύπτουν από τα μοντέλα της κατανομής της πυκνότητας του πλανήτη σε βάθος (με βάση γεωφυσικούς περιορισμούς) και τις συνθέσεις μετεωριτών. Έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα σύνθεσης του μανδύα, το κοινό τους όμως χαρακτηριστικό είναι ο εμπλουτισμός του σιδήρου σε σχέση με το μανδύα της Γης. Αυτά τα μοντέλα στη συνέχεια ποικίλουν στα αποτελέσματά τους λόγω της εξάρτησής τους από την πίεση και την θερμοκρασία. Από τις πιο αξιόλογες δομές που έχουν προταθεί είναι αυτή των Dreibus και Wanke (1985), η οποία θεωρεί τον ανώτερο μανδύα του Άρη, παρόμοιο με αυτόν της Γης, αποτελούμενο από ολιβίνη [(Mg, Fe) 2SiO_4]. Με την αύξηση του βάθους δημιουργείται μια μεταβατική ζώνη, αποτελούμενη από σπινέλιο, και στη συνέχεια ακολουθεί ο κάτω μανδύας που αποτελείται από μία ακόμη πυκνότερη δομή, τον περοβσκίτη [(Mg, Fe) SiO_3]. Λόγω της μικρότερης βαρύτητας, οι μεταβάσεις από τη μια μορφή στην άλλη γίνονται σε μικρότερα όρια θερμοκρασίας και βάθους απ' ό,τι στη Γη.

Με την ανάπτυξη της τεχνολογίας, είναι πλέον δυνατή η χαρτογράφηση της υποεπιφανειακής δομής του φλοιού και του ανώτερου μανδύα του Άρη. Η απλούστερη αξιόπιστη δομή που προκύπτει, προϋποθέτει έναν φλοιό με ομοιόμορφη πυκνότητα και έναν μανδύα που δεν λαμβάνει υπόψιν τις μεταβολές της πυκνότητας στο εσωτερικό του φλοιού ή του ανώτερου μανδύα. Ωστόσο υπάρχουν διαφωνίες σχετικά με το πάχος και την πυκνότητα φλοιού και μανδύα, και κάθε σενάριο βρίσκεται σε συμφωνία με κάποιες παρατηρήσεις και σε διαφωνία με κάποιες άλλες.

Ωστόσο τα πιο αξιόπιστα μοντέλα είναι αυτά που αφορούν δομές τοπικής κλίμακας. Η περιοχή Tharsis χαρακτηρίζεται από ένα σύνθετο πυκνό φλοιό, που αντιπροσωπεύει μαζική (~ 32108 km³) συσσώρευση μαγματικών και ηφαιστειακών υλικών που δείχνουν ότι η ηφαιστειακή κατασκευή συμβάλλει σημαντικά στην υψηλή της τοπογραφία, ο φλοιός κάτω από το Valles Marineris, έχει μικρότερη πυκνότητα κατά μήκος του κεντρικού άξονα της δομής κ.ο.κ. Οι περιοχές αυτές όπως και άλλες περιοχές της αρειανής επιφάνειας θα αναλυθούν σε επόμενα κεφάλαια.

2.2 ΣΥΜΠΙΕΣΗ

2.2.1 Συμπιεστική τεκτονική και αντίστοιχες δομές

Οι επιφανειακές μορφές που αποδίδονται στην παραμόρφωση με συμπίεση είναι άφθονες στον Άρη. Συστήματα συστολικών χαρακτηριστικών εμφανίζονται με

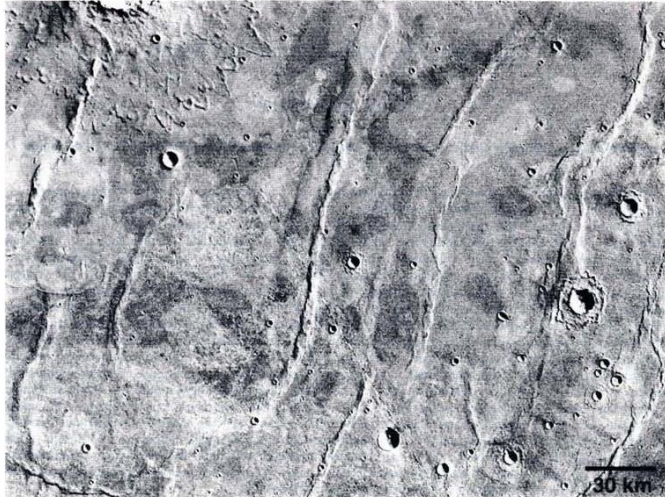
τοπική, περιφερειακή και ακόμη και ημισφαιρική κλίμακα. Πολλές μελέτες έχουν επικεντρωθεί στην έρευνα των συστολικών χαρακτηριστικών της επιφάνειας και περιλαμβάνουν την χαρτογράφηση και αξιολόγησή τους. Σε μια έρευνα των συστολικών χαρακτηριστικών στον Άρη έχουν χαρτογραφηθεί τρεις μορφολογικά διακριτές τάξεις δομών: πτυχωμένες ράχες, λοβοειδή πρηνή και ράχες υψηλού αναγλύφου. Αυτές οι μορφολογικές δομές ερμηνεύονται ως τεκτονικής προέλευσης, βασισμένες σε φωτογεωλογικές ενδείξεις και τη σύγκριση με γήινες και πλανητικές αναλογίες. Η πρώτη τέτοια έρευνα, με εικόνες του Viking Orbiter έγινε από τους Chicarro et al. (1985). Καταγράφηκαν χιλιάδες ράχες σε πολλές χαρτογραφικές μονάδες με αισθητά διαφορετικές ηλικίες. Ωστόσο, οι πτυχωμένες ράχες, οι οποίες γενικά έχουν τεκτονική προέλευση λόγω συστολής του φλοιού, συχνά ομαδοποιούνται με μορφές που πιθανώς να περιγράφονται καλύτερα με τον όρο απλές ράχες, οι οποίες κατά ένα μεγάλο ποσοστό τους δεν είναι τεκτονικής προέλευσης. Μια άλλη άποψη της παγκόσμιας κατανομής των ράχων μπορεί να ληφθεί από τους γεωλογικούς χάρτες. Ωστόσο, σε πολλές περιπτώσεις, αυτοί οι χάρτες δείχνουν μόνο ράχες που είναι αντιπροσωπευτικές των κυριότερων τάσεων και το σύμβολο που χρησιμοποιείται για την ανίχνευση ράχων χρησιμοποιείται επίσης για να υποδεικνύει απλές ράχες.

Σύμφωνα με τον Watters (1993) τα συστολικά χαρακτηριστικά του Άρη ταξινομούνται και χαρτογραφούνται με βάση μια ολοκληρωμένη έρευνα του πλανήτη, με την χωρική και χρονική κατανομή τους να εξετάζεται με σκοπό την κατανόηση του χρόνου και της έκτασης της συμπιεστικής τεκτονικής. Συγκεκριμένα αναλύεται η γεωμετρία των τάσεων που προκύπτουν από τις δομές και προτείνονται μοντέλα για την προέλευση των τάσεων αυτών, λαμβάνοντας υπ' όψιν και τον ρόλο της παγκόσμια συρρίκνωσης. Η ταξινόμηση των διάφορων δομών ως προς τα μορφολογικά τους χαρακτηριστικά, την χωρική τους κατανομή, την ηλικία, και το πεδίο των τάσεων με το οποίο σχετίζονται αναλύονται από τον Watters και παρατίθενται στη συνέχεια. Αξίζει να σημειωθεί ωστόσο από την αρχή ότι οι εκτιμήσεις της συρρίκνωσης κατά μήκος των ράχων, των λοβοειδών πρηνών και ράχων υψηλού αναγλύφου, είναι εξαρτώμενες από το μοντέλο (Watters, 1993).

2.2.2 Μορφολογική ταξινόμηση

2.2.2.1 Πτυχωμένες Ράχες (wrinkled ridges) (Εικόνα 1)

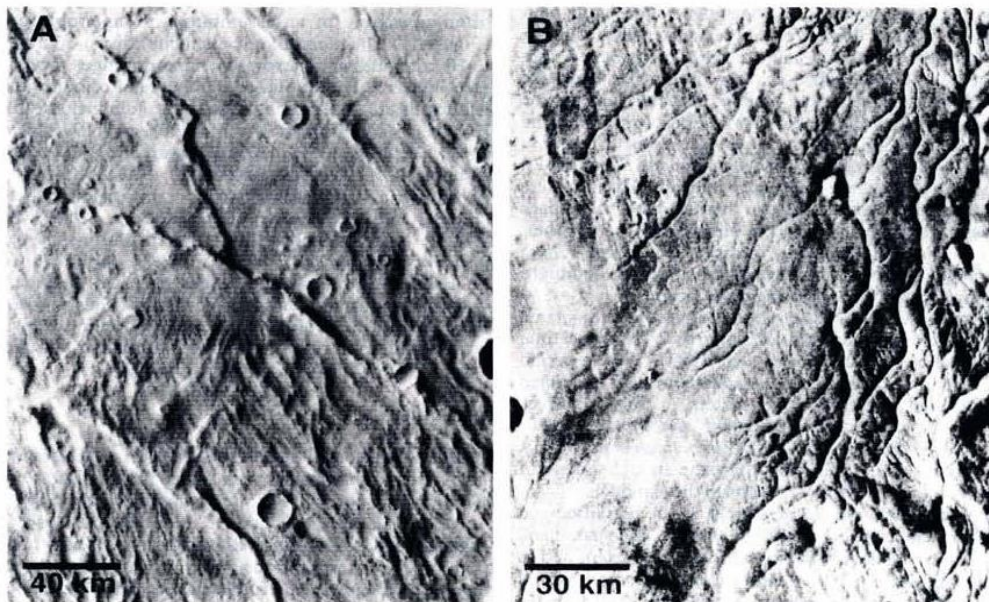
Οι πτυχωμένες ράχες είναι δομές με σύνθετη μορφολογία, που συχνά αποτελούνται από ένα σύνολο συσσωρευμένων επιφανειακών δομών. Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά αποτελούνται από ευρείες συγκλινοειδείς δομές (με εύρος μέχρι και 20 K) και στενές, ασύμμετρες ράχες. Οι μορφές αυτές δημιουργούν σύνολα που συσσωρεύονται και καλύπτουν συχνά το ένα το άλλο. Αυτές οι μορφές αποδίδονται στην πτύχωση ή /και σε επωθήσεις. Μελέτες επίγειων αναλογιών υποστηρίζουν μια προέλευση από τεκτονική συμπίεση, παρόλο που ο ρόλος της πτύχωσης και της επώθησης εξακολουθεί να συζητείται. Οι εκτιμήσεις της μέσης οριζόντιας συρρίκνωσης κατά μήκος των πτυχωμένων ράχων ποικίλλουν και εξαρτώνται από το μοντέλο, αλλά είναι κάτω από 1 Km.



Εικόνα 1: Τυπική πτυχωμένη ράχη στην περιοχή Coprates. (εικόνες από Viking Orbiter). Η σύγκλιση δύο ράχων σε ένα ημικόκλιο (κάτω αριστερά) δηλώνει την επίδραση ενός θαμμένου κρατήρα (Watters, 1993).

2.2.2.2 Απλές ράχες (Εικόνα 2)

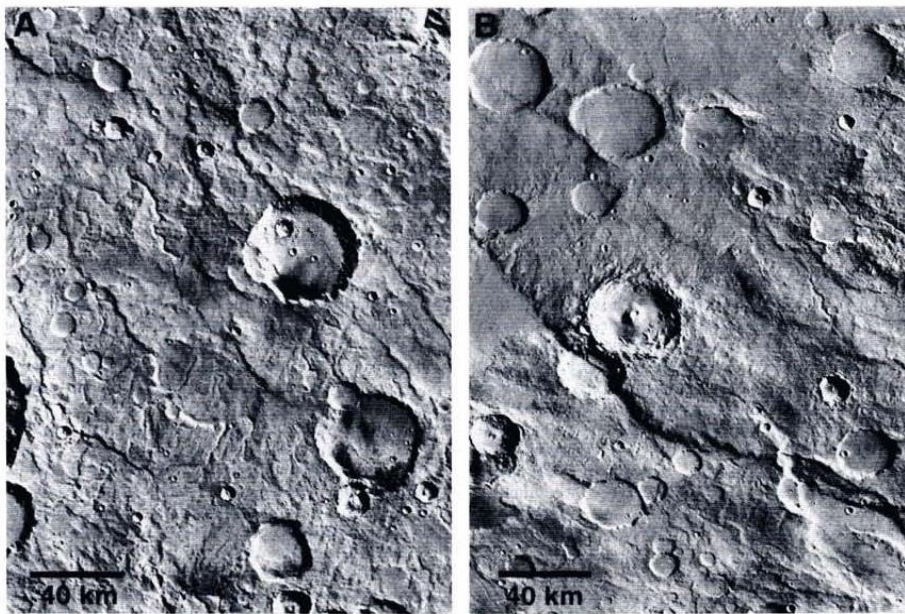
Οι απλές ράχες είναι γραμμικές έως ελικοειδείς, στενές, τοπογραφικά θετικές μορφές που μπορεί να έχουν ποικίλες προελεύσεις. Πολλές φαίνεται να είναι είτε διαβρωτικές είτε αποθετικές. Σε παραδείγματα απλών ράχων που προκύπτουν από τη διάβρωση το υλικό σχηματίζει ράχες και κοιλάδες προσανατολισμένες προς το κέντρο της λεκάνης. Αυτές οι ράχες μπορεί να είναι το αποτέλεσμα διάβρωσης από πυροκλαστικές ροές. Άλλες μορφές αυτής της κατηγορίας, έχουν ερμηνευτεί ως τοπογραφία ρεύματος, πυριγενείς ή κλασσικές φλέβες ή δομές από παγετώνες.



Εικόνα 2: Παραδείγματα απλών ράχων στον Άρη (εικόνες από Viking Orbiter). Είναι στενές, τοπογραφικά θετικές μορφές ως αποτέλεσμα διάβρωσης ή απόθεσης (Watters, 1993).

2.2.2.3 Λοβοειδή πρηνή (Εικόνα 3)

Οι λοβοειδή πρηνή είναι μορφολογικά όμοιες με αυτές που παρατηρούνται στη Σελήνη και τον Ερμή. Σε κάτοψη, είναι λοβοειδείς, τοξοειδείς ή γραμμικές και συχνά διερρηγμένες. Σε διατομή εμφανίζονται γενικά είτε με επίπεδη επιφάνεια είτε με γωνία ελαφρώς κεκλιμένη αντίθετα από την πλαγιά. Εμφανίζονται σε υψίπεδα και ανυψώσεις της επιφάνειας που εμφανίζουν κρατήρες. Πολλές λοβοειδή πρηνή σαφώς παραμορφώνουν τα δάπεδα των κρατήρων και, όπως και οι αντίστοιχοί τους στη Σελήνη και τον Ερμή, ερμηνεύονται ως αποτέλεσμα επωθήσεων. Η ηλικία των δομών αυτών είναι δύσκολο να προσδιοριστεί με σιγουριά, διότι συχνά δεν υπάρχουν σαφείς σχέσεις υπέρθεσης και πολλά από τα λοβοειδή πρηνή μπορούν να ανιχνευθούν μέσα από τους κρατήρες. Η εκτιμώμενη οριζόντια συρρίκνωση κατά μήκος ενός λοβοειδούς πρηνούς, υποθέτοντας ότι ελέγχεται από ρήγματα επώθησης με γωνία βύθισης περίπου 30°, είναι <1 K. Μερικά μεγάλης κλίμακας λοβοειδή πρηνή επίσης παρατηρούνται στον Άρη. Ένα σημαντικό παράδειγμα είναι το Amenthes Rupes, το οποίο βρίσκεται στο Terra Cimmeria. Αυτή η πλαγιά έχει μήκος περίπου 400 χιλιομέτρων και ύψος 2,5 χιλιομέτρων (με βάση τις μετρήσεις σκιών).

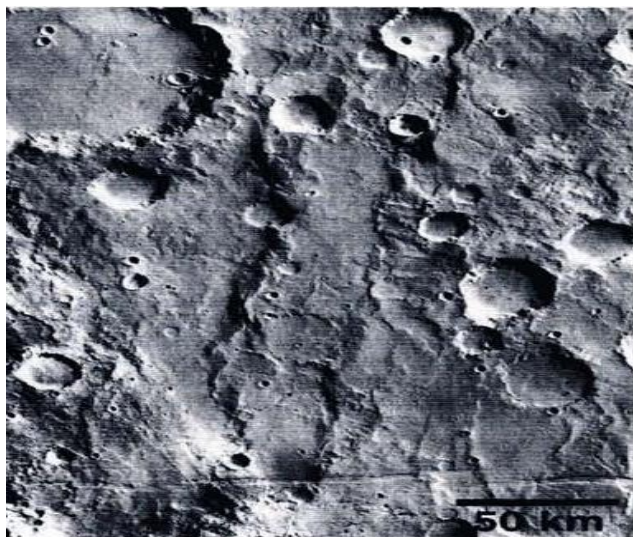


Εικόνα 3: Λοβωτές πλαγιές (εικόνες από Viking Orbiter). Αποτέλεσμα οριζόντιας συρρίκνωσης κλίμακας μερικών χιλιομέτρων ή και παραπάνω (Watters, 1993).

2.2.2.4 Ράχες υψηλού αναγλύφου (Εικόνα 4)

Οι ράχες υψηλού αναγλύφου εκτιμάται ότι έχουν ύψος 1 έως 3 Km και εμφανίζονται σε υψίπεδα. Οι πιο χαρακτηριστικές μορφές αυτού του τύπου εμφανίζονται στις ορεινές περιοχές της Memnonia. Οι ράχες υψηλού αναγλύφου τοποθετούνται ηλικιακά στο Νοάχιο και είναι πολύ μικρότερες σε αριθμό από τις ράχες χαμηλού αναγλύφου. Έχουν ερμηνευθεί ότι έχουν τεκτονική προέλευση διότι παραμορφώνουν

τα δάπεδα των κρατήρων. Αν και η προέλευση των ράχων υψηλού αναγλύφου δεν είναι καλά κατανοητή, γραμμικά ή καμπυλόγραμμα χαρακτηριστικά που φαίνονται να σημαίνουν όρια στα δάπεδα κρατήρων δείχνουν ότι σχετίζεται είτε με επώθηση είτε με ανάστροφα ρήγματα. Υποθέτοντας ότι ελέγχονται από επωθήσεις με γωνία κλίσης περίπου 30° , ο μέσος όρος οριζόντιας συρρίκνωσης σε μεμονωμένες μορφές της περιοχής Memnonia εκτιμάται ότι είναι περίπου 4 χλμ. Αν αυτά τα χαρακτηριστικά ελέγχονται από μεγάλης γωνίας ανάστροφα ρήγματα, περίπου 60° , η μέση οριζόντια σμίκρυνση είναι της τάξης των 2,1 km.



Εικόνα 4: Ράχες υψηλού αναγλύφου και εναλλαγές πτυχωμένων ράχων – λοβοειδών πρανών (εικόνες από Viking Orbiter). ράχες υψηλού αναγλύφου στην περιοχή Memnonia, σε υψίπεδα ως αποτέλεσμα ανάστροφων ρηγμάτων (Watters, 1993).

2.2.2.5 Εναλλαγές πτυχωμένων ράχων – πρανών (Εικόνα 5)

Η διαφορά στο τρόπο παραμόρφωσης μεταξύ του υλικού των υψιπέδων και των απλών ράχων αποδεικνύεται σαφώς από δομές που αναφέρονται ως εναλλαγές πτυχωμένων ράχων-πρανών. Αυτές οι δομές απαντώνται στην επαφή μεταξύ ομαλών πεδιάδων και υψιπέδων στη Σελήνη και στον Άρη. Στις λείες πεδιάδες οι δομές έχουν μια μορφολογία χαρακτηριστική των πτυχωμένων ράχων. Εκεί όπου οι δομές εκτείνονται στα υψίπεδα, η μορφολογία της πτυχωμένης ράχης αλλάζει σε εκείνη των λοβοειδών πρανών. Εντός των υψιπέδων η μορφολογία της δομής είναι σαφώς αυτή των πρανών.

Η αντίθεση στο είδος της συμπίεστικής παραμόρφωσης μεταξύ των ηφαιστειακών ακολουθιών της ομαλής πεδιάδας και του υλικού του υψιπέδου μπορεί να εξηγηθεί από μια αντίθεση στις μηχανικές ιδιότητες των υλικών, και συγκεκριμένα στην παρουσία ή απουσία της στρωμάτωσης. Στην περίπτωση πολλαπλής στρωμάτωσης το υλικό τείνει να πτυχώνεται όταν οι επαφές είναι χωρίς ή με ελάχιστες τριβές ή να ρηγματώνεται όταν οι επαφές έχουν υψηλή τριβή και το υλικό συμπεριφέρεται σαν ένα μόνο στρώμα. Αυτό είναι σύμφωνο με την πρόταση ότι οι διαφορές στην αντοχή των υλικών μπορεί να συμβάλλουν στην αντίθεση στη μορφολογία μεταξύ των πτυχωμένων ράχων και λοβοειδών πρανών.

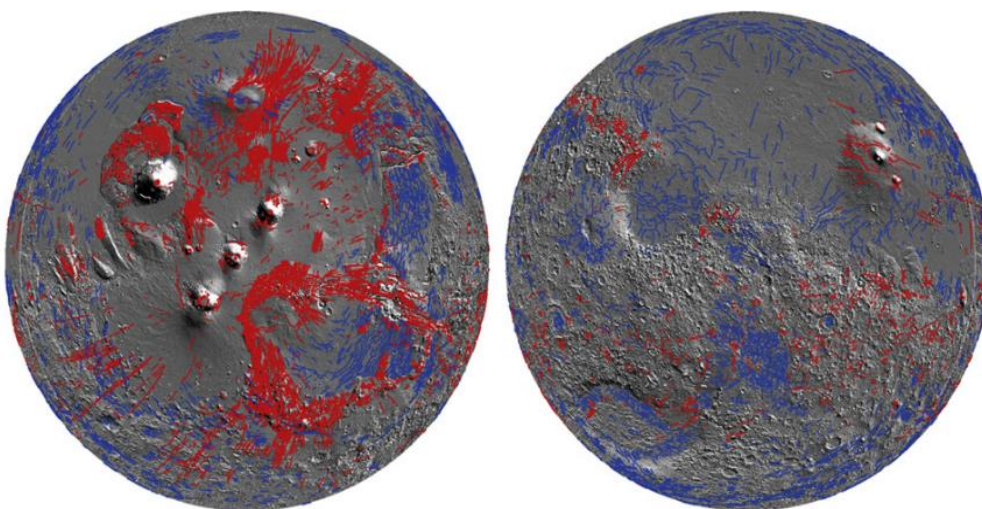


Εικόνα 5: Εναλλαγές πτυχωμένων ράχων – πρανών (εικόνες από Viking Orbiter). Η πτυχωμένη ράχη στην λεία, πιθανά ηφαιστειακή, επιφάνεια σε μια λεκάνη πρόσκρουσης (κάτω αριστερά) και το λοβοειδές πρανές στα υψίπεδα, είναι τμήματα μιας συνεχούς δομής που αντικατοπτρίζει τη διαφορά στην συμπίεστική παραμόρφωση μεταξύ των δύο υλικών (Watters, 1993).

2.2.2.6 Πτυχές μεγάλου μήκους κύματος

Είναι δυνατόν στον Άρη να υπάρχουν άλλες σημαντικές μορφές συμπίεστικής παραμόρφωσης που δεν εκφράζονται από ξεχωριστά μορφολογικά χαρακτηριστικά που να μπορούν να χαρακτηριστούν από φωτογεωλογικές μελέτες. Ένα τέτοιο χαρακτηριστικό μπορεί να προκύψει από το κάμψη της λιθόσφαιρας. Τέτοια παραδείγματα είναι οι μεγάλου μήκους κύματος και χαμηλού πλάτους πτυχώσεις, οι οποίες βασίζονται σε γήινα μοντέλα, και εμφανίζονται κατά μήκος την ανύψωσης του Tharsis, ως ευρείς τοπογραφικοί κυματισμοί με μέγιστη ανύψωση 1 Km. Σε αντίθεση με τη σχετικά μικρή κλίμακα μήκους που εμφανίζεται σε κανονικά ρηγματωμένες πτυχωμένες ράχες (κατά μέσο όρο 30 km), αυτά τα χαρακτηριστικά έχουν διαστήματα της τάξης των 400 km.

2.2.3 Χωρική κατανομή των δομών σε δυο ημισφαίρια και σχετικές τάσεις.



Εικόνα 6: Παγκόσμια κατανομή των ρηγμάτων του Άρη. Κοκκίνο: κανονικά ρήγματα (έκταση), μπλε: ανάστροφα ρήγματα (συμπίεση). Δυτικό ημισφαίριο, αριστερά. Ανατολικό ημισφαίριο, δεξιά. Κατά Knapmeyer et al. (2008).

Από τις έρευνες που διεξάχθηκαν πάνω στα μορφολογικά στοιχεία που αναλύθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, προκύπτει σαφώς ότι τα συστολικά χαρακτηριστικά του Άρη δεν είναι ομοιόμορφα κατανεμημένα χωρικά ή χρονικά. Η συμπίεστική παραμόρφωση είναι πιο διαδεδομένη σε απλές πεδιάδες ηλικίας K. Εσπερίου και M. - A. Νοαχίου. Οι πτυχωμένες ράχες είναι το κυρίαρχο χαρακτηριστικό συστολής των πεδιάδων αυτών. Η μεγαλύτερη συγκέντρωση των ράχων αυτών βρίσκεται στις μονάδες του Hesperia Planum (ανατολικό ημισφαίριο) και στις περιοχές Coprates και Lunae Planum (δυτικό ημισφαίριο). Τα λοβοειδή πρηνή είναι το κυρίαρχο χαρακτηριστικό των υψιπέδων, ενώ οι πτυχωμένες ράχες δεν παρατηρούνται στα υψίπεδα. Εξετάζοντας το μήκος των χαρτογραφημένων δομών, οι πτυχωμένες ράχες κατέχουν το 81% του συνόλου, τα λοβοειδή πρηνή το 18% και οι ράχες υψηλού αναγλύφου το 1%.

Η κατανομή των συστολικών χαρακτηριστικών και οι πιέσεις που προέκυψαν από αυτές τις δομές αναλύθηκαν στο ανατολικό και δυτικό ημισφαίριο. Η γεωμετρία των συμπίεστικών τάσεων εξετάστηκε με την τοποθέτηση μέγιστων κύκλων, που αντιπροσωπεύουν το ίχνος μίας κύριας τάσης, σε κάθε τμήμα και σχεδιάζοντάς τα σε ένα δίκτυο Schmidt. Η κατεύθυνση των κύριων τάσεων συνάγεται από τον προσανατολισμό της δομής.

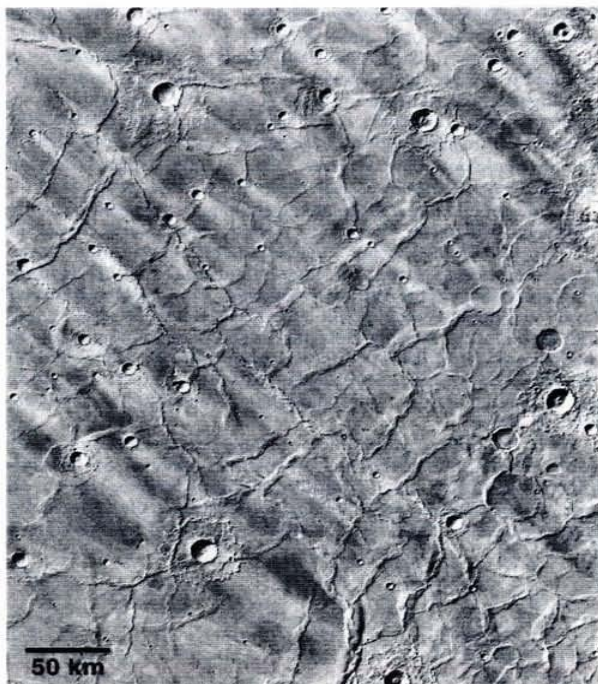
Η πιο χαρακτηριστική κατανομή των συστολικών χαρακτηριστικών στο δυτικό ημισφαίριο σχηματίζεται από το γνωστό σύστημα πτυχωμένων ράχων, το circum-Tharsis. Οι τομές των μέγιστων κύκλων στο δίκτυο Schmidt που ταιριάζουν σε όλα τα τμήματα των χαρακτηριστικών αυτών σε αυτό το ημισφαίριο ($n = 2253$) κατανέμονται σε μια ευρεία, ασυνεχή ζώνη, που τείνει περίπου στα βορειοανατολικά-νοτιοδυτικά και που επικεντρώνεται μεταξύ του Pavonis Mons και του Syria Planum. Αυτό είναι γενικά συνεπές με τα αποτελέσματα άλλων μελετών της γεωμετρίας των τάσεων χρησιμοποιώντας σύνολα δεδομένων που αποτελούνται από μόνο πτυχωμένες ράχες που σχετίζονται με την περιοχή του Tharsis.

Πολλά από τα συστολικά χαρακτηριστικά στο δυτικό ημισφαίριο, δεν είναι συγκεντρικά με ένα σημείο στο κέντρο του Tharsis. Η δευτερεύουσα συγκέντρωση τομών που βρίσκεται βόρεια του Lunae Planum οφείλεται σε μεγάλο βαθμό στις βορειοδυτικές-νοτιοανατολικές με ανατολικές-δυτικές πτυχωμένες ράχες στο Coprates και το νότιο Lunae Planum που διαπερνούν ράχες με περιφερειακούς προσανατολισμούς. Σε άλλες περιοχές όπως η Memnonia, πολλές από τις πλαγιές και τις ράχες υψηλού αναγλύφου, καθώς και κάποιες πτυχωμένες ράχες, δεν έχουν περιφερειακούς προσανατολισμούς ως προς το κέντρο του Tharsis. Οι πιο αξιοσημείωτες αποκλίσεις από την περιφερειακή τάση του Tharsis βρίσκονται στις πεδιάδες και στις ορεινές περιοχές βορειοανατολικά της Argyre Planitia στο Noachis Terra. Τα συστολικά χαρακτηριστικά σε αυτή την περιοχή έχουν κυρίαρχη βορειοδυτική τάση, κάπως ακτινική προς το Tharsis και ομόκεντρα με τον Argyre.

Σε αντίθεση με το δυτικό ημισφαίριο, τα συστολικά χαρακτηριστικά στο ανατολικό ημισφαίριο δείχνουν ισχυρές τοπικές και περιφερειακές τάσεις, αλλά δεν παρουσιάζουν κατανομές που είναι σημαντικές σε ημισφαιρική κλίμακα. Οι τομές των μεγάλων κύκλων που ταιριάζουν σε όλα τα συστολικά χαρακτηριστικά του ανατολικού ημισφαιρίου ($n = 1674$) κατανέμονται σε μια συνεχή, κάπως σιγμοειδική βορειοδυτική-νοτιοανατολική ζώνη τάσης, με μέγιστη πυκνότητα 11,2% στο Hesperia Planum. Η σχετικά έντονη συγκέντρωση στο Hesperia Planum οφείλεται κυρίως στον πυκνό πληθυσμό και την τοπική φύση των πτυχωμένων ράχων στην περιοχή αυτή. Πολλές σχηματίζουν ένα γενικά κυκλικό ή τοξοειδές μοτίβο το οποίο

τέμνεται από βορειοανατολικές και βορειοδυτικές τάσεις και, σε μικρότερο βαθμό, από κορυφαίες ράχες βορρά-νότου και ανατολής-δύσης. Οι ορθογώνια τεμνόμενες ρυτιδωτές ράχες στην περιοχή Hesperia και αλλού στον Άρη σχηματίζουν αυτό που έχει χαρακτηριστεί ως δικτυωτό σχήμα ράχων (Εικόνα 7).

Οι πτυχωμένες ράχες και τα λοβοειδή πρανή σε ρηγματωμένες πεδιάδες και υψίπεδα του Terra Cimmeria παρουσιάζουν μια περιφερειακή τάση που μοιάζει με παραβολή. Στην νοτιότερη Terra Cimmeria αυτές οι μορφές έχουν κυρίαρχη βορειοανατολική τάση, ενώ πιο βόρεια, αυτή η τάση γίνεται βόρειο- βορειοδυτική προς βορειοδυτική, παράλληλα με το ίχνος της πλαγιάς που σηματοδοτεί τη διχοτόμηση του φλοιού. Αυτή η βορειοδυτική τάση μοιράζεται με συστολικά χαρακτηριστικά σε απλές ράχες και υψίπεδα του Syrtis Major και Arabia Terra. Βορειοανατολικές πτυχωμένες ράχες παρατηρούνται σε ρηγματωμένες πεδιάδες Elysium Planitia καθώς και στο Hesperia Planum. Όπως επισημάνθηκε από τους Scott και Dohm (1990), αυτή η βορειοανατολική τάση είναι παράλληλη με την ευθυγράμμιση των Hadriaca Patera, Tyrrhena Patera, Elysium Mons και Hecates Tholus, αν και η σημασία αυτής της ευθυγράμμισης δεν είναι ξεκάθαρη.



Εικόνα 7: Ρυτιδωτές ράχες στην περιοχή Hesperia Planum (εικόνα από Viking Orbiter). Οι ορθογώνια τεμνόμενες ρυτιδωτές ράχες σχηματίζουν αυτό που έχει χαρακτηριστεί ως δικτυωτό σχήμα ράχων. Η πληθώρα των κυκλικών ρυτιδωτών ράχων δηλώνει την επιρροή από θαμμένους κρατήρες και την σημασία της υπέρθεσης (Watters, 1993).

2.2.4 Ανάλυση του είδους των τάσεων που απαιτούνται για την ανάπτυξη των δομών συμπίεσης

Μεγάλο μέρος της προσπάθειας προσομοίωσης του μοντέλου στον Άρη επικεντρώθηκε στην προέλευση των τεκτονικών συστημάτων στην επαρχία του Tharsis. Τα μοντέλα αυτά βασίζονται σε θεωρίες που αφορούν παχύ ή λεπτό κέλυφος, δίνουν παρόμοια αποτελέσματα σε σχέση με τις προβλεπόμενες τάσεις έκτασης και συμπίεσης. Οι θέσεις και οι προσανατολισμοί των πτυχωμένων ράχων στο Tharsis, που σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια Κ. Εσπερίου, προσεγγίζουν περίπου τις τάσεις που προκύπτουν από την ισοστατική ρύθμιση. Ωστόσο, η



προτεινόμενη εξέλιξη από ισοστατική ρύθμιση σε φορτίο κάμψης απαιτεί ότι η λεκάνη που βρίσκεται κοντά στο κέντρο του Tharsis είναι διαφορετική σε ηλικία από εκείνη που απέχει από το κέντρο του Tharsis. Η λεπτομερής γεωλογική χαρτογράφηση έχει δείξει ότι αυτό δεν συμβαίνει. Σε μια προσπάθεια να κατανοήσουμε την τεκτονική ιστορία, οι Banerdt και Golombek (1990) πρότειναν ένα μοντέλο αποκόλλησης του φλοιού. Σε αυτό το μοντέλο ο εύθραυστος ανώτερος φλοιός στην κεντρική περιοχή του Tharsis αποσυνδέεται από την υπόλοιπη λιθόσφαιρα ως αποτέλεσμα της υψηλότερης ροής θερμότητας και ενός παχύτερου φλοιού σε αυτήν την περιοχή. Υπό αυτές τις συνθήκες, η λιθόσφαιρα στην περιοχή του Tharsis παραμορφώνεται ως τμήμα του συνεχούς κελύφους και το λεπτό στρώμα φλοιού παραμορφώνεται ως σφαιρικό κάλυμμα με λιπασμένη κάτω επιφάνεια λόγω της υπαρχής της λιθόσφαιρας. Το περιφερειακό όριο του καλύμματος είναι συγκολλημένο ή στερεωμένο στο παγκόσμιο κέλυφος. Τόσο το όριο του αποσυνδεδεμένου φλοιού όσο και οι περιφερειακές ακτινικές δομές είναι σύμφωνα με προηγούμενα μοντέλα φόρτισης – κάμψης. Ορισμένη ακτινική συμπίεση προβλέπεται για την άνοδο του Tharsis, ίσως συγκεντρωμένη κοντά στη ζώνη μετάβασης. Οι Tanaka et al. (1991) αποδίδουν το περιφερειακό σύστημα πτυχωμένων ράχων στην άκρη του Tharsis να ανυψώνεται από παγκόσμιες τάσεις συμπίεσης που επαυξάνονται λόγω της αύξησης της πίεσης από ισοστατικές τάσεις χαλάρωσης.

Σε αντίθεση όμως με τις προβλέψεις αυτού του μοντέλου, ο σχηματισμός πτυχωμένων ράχων πιθανότατα δεν περιοριζόταν στην άκρη της ανόδου του Tharsis. Μόνο η φαινομενική έκταση της συμπιεστικής παραμόρφωσης μπορεί να προσδιοριστεί από τη θέση των πτυχωμένων ράχων. Παρόλο που η πραγματική έκταση του συστήματος ράχων καλύπτεται από τις ηπειρωτικές πεδιάδες, την ηφαιστειότητα και τη διάβρωση, η φύση των επαφών μεταξύ των μονάδων υποδηλώνει ότι ο βαθμός επέκτασης των ρηγματωμένων πεδιάδων και των ράχων πάνω στο Tharsis κατά τη διάρκεια της ανόρθωσής του ήταν μεγαλύτερης κλίμακας από την αντίστοιχη επέκταση που παρατηρείται σήμερα. Έτσι, τα μοντέλα για την προέλευση των πιέσεων στην επαρχία Tharsis πρέπει να λαμβάνουν υπόψη τα εξής: (1) πτυχωμένες ράχες που σχηματίζονται κατά το Κ. Εσπέριο, πριν από την ανάπτυξη των ακτινικών ρηγμάτων που κόβουν τις πεδιάδες. (2) το σύστημα ράχων πτυχωμένων ράχων πιθανότατα εκτείνεται περαιτέρω στην αύξηση του Tharsis από ό, τι σήμερα παρατηρείται. (3) οι ρυτιδωτές ράχες και άλλα συστολικά χαρακτηριστικά στο δυτικό ημισφαίριο είναι κατά προσέγγιση περιφερειακά (οι κατευθύνσεις τάσεων είναι ακτινικές σε ένα κέντρο Pavonis Mons-Syria Planum). και (4) την περιστροφή των τάσεων που καταλήγουν σε διασταυρούμενες ράχες που σχηματίζουν δικτυωτά μοτίβα σε ορισμένες περιοχές. Οι οριζόντιες ισότροπες καταπονήσεις λόγω της παγκόσμιας συρρίκνωσης του εσωτερικού του Άρη ίσως αποτελούσαν σημαντική συνιστώσα των συνολικών πιέσεων, ιδιαίτερα στο ανατολικό ημισφαίριο.

Η εισαγωγή τάσεων λόγω της παγκόσμιας συστολής έχει σημαντικές επιπτώσεις στην προέλευση των τεκτονικών χαρακτηριστικών. Στην περίπτωση ομοιόμορφης ψύξης μιας αρχικά θερμής σφαίρας με ομοιογενείς, ισότροπικές ιδιότητες, η κατάσταση της πίεσης που προκύπτει είναι η υδροστατική συμπίεση (και οι τρεις κύριες τάσεις ίσες σε μέγεθος). Ένας ψυχρότερος πλανήτης είναι διαφορετικός. Η λιθόσφαιρα είναι ήδη κρύα και δεν μπορεί να κρυώσει πολύ περισσότερο, έτσι ο κύριος όγκος της απώλειας θερμότητας είναι από το εσωτερικό. Η κρύα λιθόσφαιρα, η οποία είναι η μόνη που μπορεί να υποστηρίξει τις τάσεις, προσαρμόζεται στη μείωση του όγκου του εσωτερικού υπό την επίδραση της βαρύτητας. Η οριζόντια τάση αυξάνει το μέγεθος ενώ η κατακόρυφη τάση παραμένει ίδια. Αυτό αποκλείει

την επίδραση των θερμικών ελαστικών τάσεων που προκύπτουν από τη θέρμανση της λιθόσφαιρας. Εάν οι συστολικές ιδιότητες (δηλ. πτυχωμένες ράχες, λοβοειδή πρηνή και ράχες υψηλού αναγλύφου) είναι το αποτέλεσμα της ανωμαλίας ή της επώθησης, η συνολική συστολή θα συνέβαλε στη διαφορά τάσης μεταξύ των κατακόρυφων και των οριζόντιων στοιχείων που είναι απαραίτητα για την εκκίνηση της διατμητικής αστοχίας. Εάν οι κορυφές των ράχων πτυχώνονται με ρήγματα επώθησης που αναπτύσσονται ως συνέπεια της πτύχωσης, η συνολική συστολή μπορεί να παρέχει την κρίσιμη οριζόντια τάση που είναι απαραίτητη για την έναρξη της κάμψης. Αν και οι πιέσεις που προέκυψαν από τη συνολική συστολή ίσως ήταν απαραίτητες για την παραγωγή πολλών από τα τεκτονικά χαρακτηριστικά, δεν επαρκούν, όπως θα εξηγηθεί σε επόμενο κεφάλαιο πιο αναλυτικά. Επειδή η συνολική συστολή έχει ως αποτέλεσμα οριζόντιες τάσεις οι οποίες είναι ίσες σε μέγεθος, είναι αναμενόμενο τα συστολικά χαρακτηριστικά να είναι τυχαία ή αποδιοργανωμένα και όχι με τους ομοιόμορφους προσανατολισμούς που παρατηρούνται σε τοπική και περιφερειακή κλίμακα. Εκτός αν οι ανομοιογένειες στο πεδίο τάσεων επιτρέπουν μια επαρκή διαφορά μεταξύ των οριζόντιων συνιστωσών έτσι ώστε να είναι το μέγιστο δυνατό πεδίο, και η ανομοιογένεια να είναι ομοιόμορφη στις κλίμακες αυτές, μια κατάσταση που δεν είναι πιθανό να υπάρχει. Προκειμένου να δημιουργηθούν οι ομοιόμορφες κατευθύνσεις, οι τάσεις που προκύπτουν από τη συνολική συστολή πρέπει να είναι ανώτερες των μη υδροστατικών οριζόντιων τάσεων. Έτσι απαιτούνται μη υδροστατικές οριζόντιες τάσεις, που προέρχονται από τοπικές και / ή περιφερειακές πηγές.

Μια σημαντική πηγή τοπικής και περιφερειακής συμπίεσης μπορεί να είναι η καθίζηση. Αυτή μπορεί να έχει διαδραματίσει ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο στο ανατολικό ημισφαίριο, πέρα από την επιρροή του Tharsis, όπου εμφανίζονται πτυχωμένες ράχες σε υψωμένα υλικά που παρουσιάζονται γειτονικά σε τοπογραφικά χαμηλά επίπεδα του Άρη. Οι τάσεις συμπίεσης που οφείλονται σε καθίζηση μπορεί να προκύψουν είτε από την ψύξη του φλοιού και τη μείωση του όγκου, τη φόρτωση από το υλικό της πεδιάδας ή και τα δύο.

Ακόμη, ασυνέχειες στην υπόγεια επιφάνεια, όπως οι δακτύλιοι των λεκανών, επηρεάζουν και συχνά περιορίζουν το σχηματισμό πτυχωμένων ράχων. Στον Άρη, αυτό αποδεικνύεται από ράχες που αντικατοπτρίζουν την επιρροή των θαμμένων κρατήρων. Αυτές οι κυκλικές ράχες, εντοπισμένες από τις άκρες των κρατήρων που σχηματίζονται στο υπόβαθρο, είναι κοινές σε απλές ράχες σε ανατολικό και δυτικό ημισφαίριο και ιδιαίτερα εμφανείς στις ρηγματωμένες πεδιάδες του Hesperia Planum.

Ένας άλλος μηχανισμός που έχει προταθεί για τη δημιουργία συμπίεστικής τάσης στον Άρη είναι η αφαίρεση του υπερκείμενου υλικού από τη διάβρωση. Εάν το υλικό συμπεριφέρεται ελαστικά και περιορίζεται εγκάρσια, η οριζόντια συμπίεση θα προκύψει από την αφαίρεση ενός ουσιαστικά μεγάλου πάχους τμήματος υλικού. Οι Tanaka et al.(1991) υποδηλώνουν ότι τα χαρακτηριστικά συμπίεσης στις ορεινές περιοχές προέκυψαν από την παγκόσμια συστολή που ενισχύθηκε από τη συμπίεση λόγω της διάβρωσης των υλικών των ορεινών περιοχών κατά Κ. Νοάχιο – Α.Εσπέριο. Αυτό είναι δυνατό μόνο εάν το υλικό που έχει διαβρωθεί από τις ορεινές περιοχές έχει αφαιρεθεί σε μεγάλο βαθμό. Ωστόσο, οι σχετικά ομοιόμορφες κατευθύνσεις των συστολικών χαρακτηριστικών δεν μπορούν να εξηγηθούν από τις καταπονήσεις λόγω απώλειας υπερφορτίου και τη συνολική συστολή μόνο. Αυτό οφείλεται στο ότι η απώλεια υπερκείμενου φορτίου έχει ως αποτέλεσμα οριζόντιες

κύριες τάσεις που είναι ίσες σε μέγεθος, υποθέτοντας ότι οι μηχανικές ιδιότητες του υλικού είναι ομοιογενείς και ισοτροπικές.

2.2.5 Χρονολογία συμπιεστικών παραμορφώσεων

Οι πτυχωμένες ράχες συνήθως υπάρχουν στις ηφαιστειακές πεδιάδες των εποχών του Άνω Νοαχίου και της πρώιμης εποχής του Εσπερίου, οι οποίες αναφέρονται ως πεδία ράχων. Χαρακτηριστικά που αναφέρονται ως λοβοειδή πρηνή και υψηλού αναγλύφου ράχες εμφανίζονται κυρίως στα παλαιότερα εδάφη των Νομαϊκών υψιπέδων. Συνήθως αποδίδονται σε παραμορφωτική συμπίεση. Η καταγεγραμμένη προέλευση αυτών των δομών καταδεικνύεται από παρατηρήσεις σε επαφή μεταξύ των οροσειρών Νοαχίου και των ηφαιστειακών πεδιάδων. Τα λοβοειδή πρηνή περνούν μερικές φορές τις επαφές αυτές και εκτείνονται μέσα στα πεδία πτυχωμένων ράχων.

Αρκετές μελέτες έχουν εξετάσει την ταξινόμηση, τη διανομή, την απόσταση και τα πλάτη των συστολικών χαρακτηριστικών σε ολόκληρο τον Άρη. Αυτά τα τεκτονικά χαρακτηριστικά παρατηρούνται σε μονάδες διαφόρων ηλικιών. Οι περιφέρειες που στερούνται συστολικών χαρακτηριστικών είναι κυρίως οι ηφαιστειακές πεδιάδες του βόρειου ημισφαιρίου της Αμαζονίας. Το κέντρο της διόγκωσης του Tharsis είναι επίσης απαλλαγμένο από ράχες, επειδή αυτή η περιοχή είναι ως επί το πλείστον ηλικίας Αμαζονίου και επιπλέον υποβάλλεται σε ένα εκτατικό πεδίο τάσεων.

Διάφορες εργασίες αποδίδουν την προέλευση των ομόκεντρων ράχων στο σχηματισμό της διόγκωσης του Tharsis, αλλά τα πεδία ράχων στο αντίθετο ημισφαίριο μπορεί να μην σχετίζονται με τη μορφοποίηση του Tharsis. Για τον λόγο αυτό, όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, διάφορες εργασίες αποδίδουν την αιτία των δομών αυτών σε ψύξη και καθίζηση των ηφαιστειακών πεδιάδων.

Η προέλευση των ράχων του Άρη είναι λοιπόν διφορούμενη, σχετικά με το αν ο σχηματισμός τους οφείλεται σε τοπικές, περιφερειακές ή παγκόσμιες διαδικασίες, και για το αν οι διαδικασίες αυτές εμφανίστηκαν από κοινού για όλες τις θέσεις. Κάποιες μελέτες χρονολόγησαν την παραμόρφωση μετρώντας όλους τους κρατήρες του παραμορφωμένου εδάφους. Αυτή η μέθοδος δεν έδωσε μια ακριβή ηλικία για την παραμόρφωση, καθώς όπως αναφέρθηκε, το μέγιστο της συμπιεστικής παραμόρφωσης χρονολογείται στις αρχές του Εσπερίου, μόνο "αν τα τεκτονικά χαρακτηριστικά έχουν περίπου την ίδια ηλικία με τις μονάδες στις οποίες εμφανίζονται (Watters, 1993). Παρ' όλα αυτά, μερικές στρωματογραφικές σχέσεις κοντά στο Valles Marineris αποδεικνύουν μια χρονική περίοδο μεταξύ της ηφαιστειακής συσσώρευσης και του σχηματισμού των ράχων. Οι Mangorl et. al (2000) χρησιμοποίησαν τομές μεταξύ κρατήρων και τεκτονικών χαρακτηριστικών για να εκτιμήσουν το χρονικό διάστημα μεταξύ της πλήρωσης και της παραμόρφωσης των ηφαιστειακών πεδιάδων.

Από την σύγκριση των τομών μεταξύ των ράχων σε δυο περιοχές, στο Coprates Planum και το Hesperia Planum, προκύπτουν συμπεράσματα που μπορούν να εφαρμοστούν και σε περισσότερες περιοχές. Η σύγκριση των δύο περιοχών αποδεικνύει δύο σημαντικά γεγονότα: (1) Το πεδίο τάσεων που οδηγεί στον σχηματισμό των ράχων μπορεί να είναι μονής κατεύθυνσης ή πολλαπλών κατευθύνσεων και (2) σε κάθε περιοχή ανεξάρτητα οι ράχες έχουν σχηματιστεί κατά τη διάρκεια της ίδιας φάσης παραμόρφωσης. Αξίζει να σημειωθεί ότι σε αυτό το

συμπέρασμα, δεν λαμβάνονται υπόψη οι απομονωμένες ράχες που μπορεί να μην σχετίζονται με την περιφερειακή παραμόρφωση, αλλά με τοπικές διεργασίες όπως οι ακτινικές ράχες στα ηφαίστεια. Καμία παρατήρηση δεν έχει δείξει στοιχεία για δύο ή περισσότερες ξεχωριστές φάσεις συμπίεσης. Δεν υπάρχει λοιπόν η δυνατότητα να προσδιοριστεί η χρονολόγηση της παραμόρφωσης χρησιμοποιώντας τις τομές μεταξύ των τεκτονικών χαρακτηριστικών. Ωστόσο, είναι δυνατή η σύγκριση της σχετικής ηλικίας παραμόρφωσης σε κάθε περιοχή. Εάν η αιτία της συμπιεστικής παραμόρφωσης είναι διαφορετική από μια περιοχή στην άλλη, αυτή η παραμόρφωση πιθανότατα δεν θα είναι κοινή. Αντιθέτως, αν η προέλευση ήταν παγκόσμια, η ηλικία της παραμόρφωσης θα ήταν η ίδια σε κάθε περιοχή. Επομένως, η χρονολόγηση της παραμόρφωσης σε κάθε περιοχή μπορεί να επιτρέψει τη διάκριση μεταξύ τοπικής και παγκόσμιας προέλευσης.

2.2.5.1 Η μέθοδος προσδιορισμού σχετικής ηλικίας

Η σχετική ηλικία της τεκτονικής παραμόρφωσης καθορίζεται με βάση τρεις αρχές: (1) πυκνότητα των πετρωμάτων που αποτελούν τον κρατήρα, (2) στρωματογραφικές σχέσεις μεταξύ παραμορφωμένων και μη παραμορφωμένων πετρωμάτων και (3) χρονολογικές σχέσεις μεταξύ κρατήρων και δομών. Οι δύο πρώτες αρχές είναι κλασσικές μέθοδοι για τον προσδιορισμό σχετικών ηλικιών πλανητικών επιφανειών. Η σχετική ηλικία ενός συγκεκριμένου σχηματισμού αντιστοιχεί σε πυκνότητα κρατήρων δεδομένου μεγέθους. Αυτή η μέθοδος επιτρέπει να χρονολογηθεί μια περιοχή, αλλά όχι μια ομάδα δομών, οι οποίες είναι προφανώς νεότερες από τον σχηματισμό που επηρεάζουν. Οι στρωματογραφικές σχέσεις χρησιμοποιούνται όταν νεαροί σχηματισμοί όπως οι ηφαιστειακές πεδιάδες θάβουν μία ή περισσότερες δομές της ίδιας περιοχής. Αυτή η μέθοδος δίνει ένα χρονικό διάστημα που περιορίζεται από (1) την ηλικία του νεότερου σχηματισμού που επηρεάζεται από την παραμόρφωση και (2) την ηλικία του παλαιότερου σχηματισμού που δεν επηρεάζεται από παραμορφώσεις. Δυστυχώς ένα τέτοιο διάστημα είναι συχνά πολύ προσεγγιστικό. Έτσι, πολλές μελέτες υποθέτουν ότι τα τεκτονικά χαρακτηριστικά είναι της ίδιας ηλικίας με τις μονάδες στις οποίες εμφανίζονται.

Η τρίτη αρχή βασίζεται σε χρονολογικές σχέσεις μεταξύ κρατήρων και δομών. Όταν μια κατασκευή τέμνει έναν κρατήρα, αυτή η δομή είναι νεότερη από τον κρατήρα. Σημειώνεται ότι η μέτρηση της ηλικίας των υλικών του κρατήρα πρέπει να μεταφραστεί σε πυκνότητα αυτών και να αντιστοιχεί σε σωρευτικό αριθμό κρατήρων ελάχιστου μεγέθους. Η απόσταση των ληφθέντων ηλικιών περιορίζεται έπειτα στο παρεχόμενο διάστημα (1) από τη μέγιστη ηλικία που προκύπτει από την ολική πυκνότητα των κρατήρων και την πυκνότητα των κρατήρων που βρίσκονται σε τάση και (2) από την ελάχιστη ηλικία που προκύπτει από τις στρωματογραφικές σχέσεις με τα νεότερα εδάφη.

Ο καθορισμός του κατώτερου ορίου ηλικίας απαιτεί τη γνώση των χρονολογικών σχέσεων μεταξύ των κρατήρων και των τεκτονικών χαρακτηριστικών. Ωστόσο, δεν είναι πάντα εύκολο να αποφασιστεί εάν ένας κρατήρας είναι μεγαλύτερος (ή όχι) από τον κρατήρα που φαίνεται να τέμνει. Οι νέοι κρατήρες μπορούν να εξαλείψουν μια δομή, έτσι ώστε όλες οι σχέσεις κρατήρα-δομής δεν έχουν συμπεριληφθεί στην καταμέτρηση για τον λόγο αυτό. Οι Allemand και Thomas (1995) περιγράφουν κάθε πιθανή σχέση μεταξύ κρατήρων και δομών. Ο μεγάλος αριθμός διασταυρώσεων κρατήρα-ράχων δεν είναι τυχαίος, διότι οι ράχες συχνά προκαλούνται από

ετερογένειες στα μεγαλύτερα βάθη. Έτσι, ο αριθμός των κρατήρων που διασταυρώνονται από τις ράχες είναι μεγαλύτερος από τον αριθμό των ράχων που προέρχονται από νέους κρατήρες, επειδή αυτή η τελευταία διαδικασία είναι καθαρά τυχαία.

Ο καθορισμός του ανώτατου ορίου ηλικίας απαιτεί τη μελέτη των χρονο-στρωματογραφικών σχέσεων μεταξύ των ρηγματωμένων σχηματισμών και των νεότερων σχηματισμών. Η πυκνότητα των κρατήρων αυτών των νεότερων σχηματισμών καθιερώνεται χρησιμοποιώντας γεωλογικούς χάρτες του Άρη. Οι ηλικίες αυτών των νεότερων σχηματισμών είναι συχνά ανακριβείς λόγω της μικρής επιφάνειας που καλύπτουν. Επιπλέον, αρκετές ράχες μπορούν να καλυφθούν μερικώς μόνο από νεότερα ηφαιστειακά, επομένως οι ηλικίες τους δεν θα αντιστοιχούσαν στην ηλικία του τελευταίου ηφαιστειακού γεγονότος.

2.2.5.2 Ηλικία παραμόρφωσης στις πεδιάδες Εσπερίου

- Με βάση τις υπολογιζόμενες πυκνότητες των κρατήρων όπως αναφέρθηκε προηγουμένως έχουν προκύψει σχετικές ηλικίες για διάφορες περιοχές όπως εξηγούνται στη συνέχεια.
- Η σχετική ηλικία που βρέθηκε για την ηφαιστειακή πεδιάδα του Hesperia Planum είναι $1,92 \pm 2,2$ Ga που αντιστοιχεί στο Κατώτατο Εσπέριο. Η πυκνότητα των κρατήρων που δεν διασταυρώνονται δίνει ένα χαμηλότερο όριο στην ηλικία παραμόρφωσης στο Μ. Εσπέριο ($1,38 \pm 1,9$ Ga).
- Το ανώτατο όριο που δίνεται από τις ηφαιστειακές πεδιάδες στα νότια της Hesperia Planum χρονολογούνται περίπου στα 0,5 Ga (πρώιμο Αμαζόνιο).
- Τα κανάλια ηφαιστειακής ροής νότια της Hadriarca Patera είναι νεότερα από τις ράχες αλλά η πυκνότητα των κρατήρων είναι δύσκολο να προσδιοριστεί. Το προκύπτον διάστημα σχετικών ηλικιών περιορίζεται κυρίως στο Άνω Εσπέριο.
- Η πεδιάδα του Syrtis Major Planum είναι μια νεαρή ρηγματωμένη πεδιάδα με κρατήρες ηλικιών περίπου $1,24 \pm 1,6$ Ga, δηλαδή στην αρχή του Άνω Εσπερίου. Στην ίδια περιοχή, οι ρηγματωμένοι κρατήρες δίνουν ένα κατώτατο όριο $1 \pm 1,5$ Ga για την συμπίεση παραμόρφωσης. Τα ηφαιστειογενή υλικά του Isidis Planitia είναι αυτά που δίνουν στο ανώτερο όριο.
- Τα όρια του Isidis είναι άνω Αμαζονίου με το πολύ 67 κρατήρες και το κέντρο του Isidis μπορεί να είναι ελαφρώς μεγαλύτερο με $0,75 \pm 1,5$ Myr (Scott and Tanaka, 1986).
- Η στρωματογραφία της Arcadia Planitia που βρίσκεται στα δυτικά του Tharsis δίνει ηλικία $1,34 \pm 1,9$ Ga, δηλαδή στο τέλος του Πρώιμου Εσπερίου. Οι λίγοι διασταυρωμένοι κρατήρες δίνουν ένα μικρότερο όριο ηλικίας για την παραμόρφωση στα $1,1 \pm 1,7$. Τα πρώτα μη παραμορφωμένα εδάφη είναι οι πεδιάδες Αμαζονίου με μέγιστη ηλικία 0,67 Ga.
- Το μελετημένο τμήμα του Lunae Planum εμφανίζει 16 κρατήρες που δίνουν μέγιστη ηλικία $1,25 \pm 1,5$ Ga για την αλλοίωση της επιφάνειας λόγω



σύγκρουσης. Η περιοχή μελέτης περιβάλλεται από το κανάλι Valles Marineris και τα κανάλια εκροής. Τα τοιχώματα του Valles Marineris είναι επίσης νεότερα από τις ράχες αλλά η ηλικία τους δεν είναι ακριβής λόγω του μικρού μεγέθους της περιοχής.

- Η Maja Valles φαίνεται να παραμορφώνεται από τις ράχες, και επομένως αντιπροσωπεύει ένα ανώτατο όριο για την παραμόρφωση με την ηλικία $0,75 \pm 2$ Ga (Tanaka, 1997). Βόρεια του Lunae Planum, η Chryse Planitia παρουσιάζει διαφορετικές ηλικίες μεταξύ του Κάτω Εσπερίου και του Άνω Αμαζονίου (Tanaka, 1997), αλλά η χρονολογική σχέση με τις ράχες είναι δύσκολο να καθοριστεί επειδή κάποια εδάφη εμφανίζουν ράχες και άλλα όχι.
- Το Coprates Planum μελετήθηκε από τους Allemand και Thomas (1995), που βρήκαν κατώτερο όριο ηλικίας κρατήρων 1,41 Ga. Το ανώτατο όριο δίνεται από το κοντινό έδαφος του Sinai Planum με ηλικία $0,75 \pm 1$ Ga. Τέλος, οι συμπίεστικές παραμορφώσεις στις ρηγματωμένες πεδιάδες είναι πάντοτε νεότερες από το σχηματισμό των ηφαιστειακών πεδιάδων.

2.2.5.3 Ηλικία παραμόρφωσης σε πεδιάδες Νοαχίου

Έχουν μελετηθεί δύο περιοχές του Νοαχίου.

Η περίπτωση του Cimmeria Terra. Η μέγιστη ηλικία παραμόρφωσης είναι $3,24 \pm 4,7$ Ga ενώ η μέση ηλικία του εδάφους, ηλικίας $4,50 \pm 5,5$ Ga. Το αποτέλεσμα αυτό δεν παρέχει ακριβές διάστημα λόγω της έλλειψης στρωματογραφικής σχέσης με τα νεότερα εδάφη. Ωστόσο, μια καλύτερη εκτίμηση προκύπτει από τη μορφολογία των κρατήρων. Οι κρατήρες Νοαχίου διακρίνονται από τους κρατήρες του Εσπερίου επειδή τα άκρα και η κεντρική κορυφή τους είναι υποβαθμισμένες ή ανύπαρκτες. Υπάρχει επίσης ένα κενό από κρατήρες μικρότερους από 20 km λόγω αυτής της υποβάθμισης. Οι περισσότεροι από τους κρατήρες του Εσπερίου μπορούν στη συνέχεια να διακριθούν από τους κρατήρες Νοαχίου επειδή δεν υποβαθμίζονται και συχνά περιβάλλονται από εκχύσεις ρευστών. Αυτό το αποτέλεσμα δίνει μια μέγιστη ηλικία περίπου 1,66 Ga με την αρχή του Εσπερίου να είναι 2 Ga. Η έλλειψη υποβάθμισης των ιδίων των ράχων σημαίνει ότι σχηματίστηκαν μετά από τη μετάβαση Νοαχίου-Εσπερίου.

Η δεύτερη περιοχή που μελετήθηκε είναι η Arabia Terra. Η μέγιστη ηλικία μπορεί να δοθεί είναι περίπου 1,75 Ga. Καμία στρωματογραφική σχέση δεν παρέχει ένα χαμηλότερο όριο για τις παραμορφώσεις σε αυτές τις περιοχές. Έτσι, η παραμόρφωση Νοαχίου συνέβη κατά την έναρξη του Εσπερίου αλλά δεν μπορεί να συναχθεί καμία ακριβέστερη χρονολόγηση.

2.2.5.4 Συμπεράσματα

Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι οι περιφερειακές διαδικασίες συμπίεσης δεν συνάδουν με μια χρονολογία που απαιτεί μία μόνο φάση παραμόρφωσης σε ολόκληρο τον πλανήτη. Επιπλέον, οι περιφερειακές διεργασίες που αναφέρονται περισσότερο είναι η ψύξη και η καθίζηση των ηφαιστειακών πεδιάδων. Σύμφωνα λοιπόν με τον Watters (1993):

(1) Οι πτυχωμένες ράχες που είναι ομόκεντρες με το Tharsis είναι μόνο ηλικίας Άνω Εσπερίου, αντίθετα με τις ράχες που σχηματίζονται τουλάχιστον σε έξι φάσεις παραμόρφωσης από το Άνω Νοάχιο μέχρι το Αμαζόνιο. Συνεπώς, δεν υπάρχει άμεση χρονολογική σχέση μεταξύ της ακτινικής προέκτασης στην έκταση και της περιφερικής συμπίεσης στις πλευρές της.

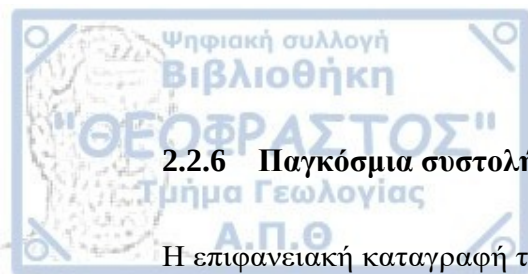
(2) Η κατανομή των συστολικών χαρακτηριστικών δείχνει ότι οι δομές στο ανατολικό ημισφαίριο δεν προσανατολίζονται με τη τάση που δημιουργείται από την ανύψωση του Tharsis. Το Tharsis φαίνεται ότι δεν είχε καμία ανύψωση σε αυτές τις δομές.

(3) Τα μοντέλα προβλέπουν ότι η τάση συμπίεσης μπορεί να μειωθεί με την απόσταση από το Tharsis αλλά δεν έχει ανιχνευθεί κλίση παραμόρφωσης γύρω από Tharsis. Τελικά καταλήγουμε, σε συμφωνία με τον Watters (1993), ότι ο σχηματισμός Tharis παίζει έναν προφανή ρόλο στον προσανατολισμό των ράχων στο δυτικό ημισφαίριο, αλλά ότι δεν εξηγεί μια παγκόσμια συμπίεστική παραμόρφωση σε ολόκληρο τον πλανήτη.

Ο σχηματισμός της ανύψωσης του Tharsis μπορεί να έχει προκαλέσει συμπίεστική τάση γύρω από την διόγκωση. Εάν υποθέσουμε ότι αυτή η τάση δεν ήταν αρκετά υψηλή για να διαρρήξει το φλοιό και να παράγει επιφανειακές δομές, αυτή η καταπόνηση στεγάζεται μόνο με ελαστική καταπόνηση στο φλοιό. Έτσι, εάν προστεθεί μια άλλη συμπίεστική τάση, τότε μπορεί να ξεπεραστεί η αντοχή του φλοιού και να σχηματιστούν επιφανειακά τεκτονικά χαρακτηριστικά. Η συνέπεια είναι ότι τα χαρακτηριστικά συστολής εμφανίζονται με προσανατολισμούς που αντιστοιχούν σε δευτερεύουσες τάσεις γύρω από το Tharsis. Ένα τέτοιο σενάριο μπορεί να εξηγήσει γιατί οι ράχες στις πλευρές Tharsis έχουν ηλικία διαφορετική από την παραμόρφωση στην διόγκωση.

Ένα τέτοιο σενάριο θα εξηγούσε επίσης την πολυδιάστατη τάση που παρατηρήθηκε στο Hesperia Planum, το οποίο μπορεί να στερείται υπολειμματικής τάσης όταν συνέβη συστολή. Οι δύο κύριες κατευθύνσεις των ράχων μπορεί να ήταν η συνέπεια της επανενεργοποίησης των θαμμένων δομών. Τέλος, τα χαρακτηριστικά συστολής παρατηρούνται κυρίως στις ηφαιστειακές πεδιάδες. Έτσι λοιπόν, θεωρείται ότι η παραμόρφωση λαμβάνει χώρα αρχικά στις πεδιάδες αυτές, επειδή ο υποκείμενος φλοιός είναι λεπτότερος και ασθενέστερος από αυτόν των ορεινών περιοχών.

Συμπερασματικά μπορούμε να πούμε ότι η χρονολόγηση της συμπίεσης δείχνει ότι (1) υπάρχει μεγάλη καθυστέρηση μεταξύ της δημιουργίας των πεδιάδων του Κάτω Εσπερίου και της παραμόρφωσής τους στο Άνω Εσπέριο και (2) όλες οι μελετημένες περιοχές έχουν ηλικίες παραμόρφωσης συνεπείς με μια μόνο φάση παραμόρφωσης στο Άνω Εσπέριο. Αυτά τα αποτελέσματα δείχνουν ότι η συμπίεστική παραμόρφωση δεν σχετίζεται με περιφερειακές διεργασίες όπως η ψύξη των ηφαιστειακών πεδιάδων, αλλά μπορεί να είναι το αποτέλεσμα μιας ενιαίας συνολικής παραμόρφωσης. Η παγκόσμια συρρίκνωση που δημιουργείται από τη θερμική ψύξη του άστρου του Άρη είναι σε θέση να εξηγήσει μια τέτοια ενιαία, παγκόσμια και αργή φάση παραμόρφωσης. Τα δευτερεύοντα πεδία τάσης, όπως και λόγω της διόγκωσης του Tharsis, είναι απαραίτητα για να εξηγήσουν τον προσανατολισμό των δομών.



2.2.6 Παγκόσμια συστολή του Άρη

Η επιφανειακή καταγραφή της τεκτονικής παραμόρφωσης παρέχει μια εικόνα της θερμικής και τεκτονικής εξέλιξης ενός πλανήτη. Τα μοντέλα θερμικής ιστορίας για τον Άρη υποδεικνύουν ότι ο πλανήτης ήταν αρχικά ζεστός και ακολούθως ψύχθηκε κατά τους γεωλογικούς χρόνους. Η ψύξη του εσωτερικού του πλανήτη θα δημιουργούσε μια παγκόσμια συστολή, η οποία θα προκαλούσε παγκόσμια συμπίεστική οριζόντια τάση και συστολική τάση κοντά στην επιφάνεια, με πιθανό αποτέλεσμα το σχηματισμό δομών συστολής στην επιφάνεια, όπως ανάστροφα ρήγματα (εκφρασμένα είτε ως πτυχωμένες ράχες είτε ως λοβοειδή πρηνή όπως περιγράφησαν σε προηγούμενο κεφάλαιο). Επομένως, αυτά τα θερμικά μοντέλα προβλέπουν μια μακρά περίοδο παγκόσμιας συστολής ως αποτέλεσμα της ψύξης του εσωτερικού, αν και ο ρυθμός συστολής δεν ήταν απαραίτητα σταθερός. Η υπόθεση ότι ο Άρης υπέστη μια περίοδο, ή παλμό, μιας εντεινόμενης παγκόσμιας συστολής κατά τη διάρκεια του Κάτω Νοαχίου (LN) μέχρι το Άνω Εσπέριο (EH) έγινε αρχικά από τον Schubert et al. (1992) ως πιθανή εξήγηση για την αφθονία των ρυτιδωτών ράχων ηλικίας Εσπερίου.

Μελέτες των τεκτονικών μοντέλων και των μοντέλων φόρτισης του Tharsis έχουν επικαλεσθεί τάσεις που σχετίζονται με την παγκόσμια θερμική συστολή έτσι ώστε να συμφωνούν με τη θέση της σειράς ράχων που περιβάλλουν το Tharsis, το σχηματισμό λοβωτών πλαγιών κατά μήκος του ανατολικού ορίου διχοτόμησης και των ομόκεντρων ρηγμάτων γύρω από τη λεκάνη Utopia. Αν και έχουν διεξαχθεί κάποιες μελέτες σχετικά με την ποσότητα σφαιρικής συστολικής τάσης που θα πρέπει να προβλεφθεί από τα θερμικά μοντέλα, μέχρι σήμερα η ποσότητα αυτή που φιλοξενείται στην επιφάνεια του Άρη από τα ανάστροφα ρήγματα δεν έχει ποσοτικοποιηθεί, και έτσι δεν μπορούν να προκύψουν ποσοτικές προβλέψεις της παγκόσμιας συστολής.

Η παγκόσμια συστολή του Άρη υποτίθεται ότι κορυφώθηκε κατά τη διάρκεια του Κ. Νοαχίου – Α. Εσπερίου (3.8-3.6 Ga) με βάση την αφθονία των ράχων που βρίσκονται σε πετρώματα αυτής της ηλικίας. Ωστόσο, τα μοντέλα θερμικής εξέλιξης υποδηλώνουν ότι η κοσμική ψύξη του εσωτερικού του Άρη άρχισε στο Κ. Νοάχιο και συνεχίζεται μέχρι σήμερα, προβλέποντας τη συσσώρευση τάσεων συμπίεσης και συστολής στην επιφάνεια. Αυτά τα μοντέλα υποδηλώνουν επίσης ότι αν η συμπίεση ήταν σε παγκόσμια έκταση όπως έχει υποτεθεί, όλες οι μονάδες με ηλικία μεγαλύτερη του Κ. Νοάχιο θα πρέπει να περιέχουν συστολικές δομές όπως πτυχωμένες ράχες.

Οι Nahm et al. (2011) αξιολογούν τα αποδεικτικά στοιχεία για την παγκόσμια συρρίκνωση του Άρη χρησιμοποιώντας μια πρόσφατη συλλογή ρηγμάτων επώθησης. Οι τάσεις που σχετίζονται με τα ρήγματα υπολογίστηκαν για τις πτυχωμένες ράχες και τις λοβοειδή πρηνή για την παροχή κατώτερων και ανώτερων ορίων, αντίστοιχα, για το μέγεθος της συνολικής συστολής από δομές συστολής που παρατηρήθηκαν στην επιφάνεια του Άρη.

2.2.6.1 Η υπόθεση της παγκόσμιας συστολής

Σύμφωνα με την αποστολή Mariner 9 το 1971, η επιφάνειά του Άρη κυριαρχείται από εκτεταμένες δομές, όπως τα κανονικά ρήγματα και οι τεκτονικές λεκάνες. Τα

μοντέλα θερμικής ιστορίας που βασίζονται σε αυτές τις πρώιμες παρατηρήσεις περιλάμβαναν την υπερθέρμανση του πλανήτη και την απαιτούμενη πλανητική επέκταση για μεγάλο μέρος της ιστορίας του Άρη, κάτι το οποίο συνάδει με τα εκτεταμένα συστήματα λεκανών στο Tharsis και αλλού.

Σύμφωνα όμως με την απεικόνιση πολλών συστολικών δομών του Viking Orbiter το 1983, η άποψη περί των γεωλογικών και θερμικών ιστοριών του Άρη άλλαξε σημαντικά. Η αφθονία των παγκοσμίως κατανεμημένων δομών συσσώρευσης έχει αναφερθεί ως ένδειξη για πλανητική συρρίκνωση που σχετίζεται καθαρά με ψύξη του εσωτερικού του Άρη. Κατά τη διάρκεια της πλανητικής ψύξης που προβλέπεται από τα θερμικά μοντέλα, το μέγεθος της οριζόντιας συμπιεστικής τάσης στην επιφάνεια αρχικά θα αυξηθεί στο Κ.Νοάχιο, και στη συνέχεια θα μειωθεί στο ελάχιστο στο παρόν. Αυτό φαίνεται να είναι σε ποιοτική συμφωνία με τη χρονική κατανομή των συστολικών δομών, με μεγάλο αριθμό να υποδηλώνει ότι σχηματίστηκαν στο Α. Νοάχιο ως Κ. Εσπέριο.

Διάφορες μελέτες υπολόγισαν την οριζόντια συστολική τάση στην επιφάνεια για διάφορα σενάρια λαμβάνοντας υπ' όψιν διαφορετικούς παράγοντες. Τα αποτελέσματα παρατίθενται συνοπτικά στον **Error! Reference source not found..**

Μελέτη	Παράγοντες συστολικής τάσης	Υπολογιζόμενα ποσοστά τάσεων σε σχέση με την συνολική τάση
Hauck et al., (2003)	Συνολική θερμική συστολή λόγω της απώλειας πλανητικής θερμότητας και της ανάπτυξης πυρήνα	0,003%
Tanaka et al., (1988), Greeley και Schneid, (1991), Frey, (1992), Watters, (1993), Head et al., (2002)	Συστολή που οφείλεται στην εκτεταμένη ηφαιστειότητα του Εσπερίου	0,0005%
Andrews-Hanna et al. (2008)	Θερμική συστολική μόνο λόγω της πλανητικής ψύξης	0,015%
	Συστολική τάση από μεταβολές της φάσης ολιβίνης-σπινελίου στον μανδύα	0,0022%
	Συστολή από ηφαιστειακές εκρήξεις	0,016%

Πίνακας 1: Ποσοστό συστολικής τάσης για κάθε παράγοντα παραγωγής συστολικής τάσης όπως προκύπτουν από τρεις διαφορετικές μελέτες.

Οι Andrews-Hanna et al. (2008) θεώρησαν ότι η συνολική τάση από όλες τις πηγές που θεωρούνται για τον Κ. Νοάχιο- Α. Εσπέριο είναι 0,033%, το οποίο είναι περίπου 11 φορές μεγαλύτερο από την εκτίμηση του Hauck et al. (2003). Η διαφορά μεταξύ αυτών των εκτιμήσεων είναι πιθανόν να οφείλεται στον συνδυασμό διαφορετικών χρονοδιαγραμμάτων που χρησιμοποιούνται σε κάθε μελέτη (100 Ga έναντι 250 Ga) και η συμπερίληψη περισσότερων πηγών τάσης στους Andrews-Hanna et al. (2008).

2.2.6.2 Αξιολόγηση της παγκόσμιας συρρίκνωσης

2.2.6.2.1 Η μεταβολή της τάσης και της ακτίνας που προβλέπεται από τα θερμικά μοντέλα

Οι ποσοτικές προβλέψεις της επιφανειακής συστολικής τάσης συναρτήσει του χρόνου είναι διαθέσιμες από τους Andrews-Hanna et al. (2008). Οι Andrews-Hanna et al. (2008) υπολογίζουν το μέγεθος συνολικής συσσωρευμένης συστολικής τάσης και της τάσης που συνάγεται από τις θέσεις των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης κοντά στην Tharsis, χρησιμοποιώντας τόσο το σύνθετο μοντέλο των Ladders και Fegley (1997) (στο εξής αναφέρεται ως L & F) όσο και το σύνθετο μοντέλο των Wänke και Dreibus (1994) (στο εξής αναφερόμενο ως W & D). Και τα δύο θερμικά μοντέλα αρχίζουν στα 4.5 Ga, λίγο μετά την αναμενόμενη ολοκλήρωση της διαφοροποίησης του πλανήτη και την έναρξη του σχηματισμού μιας αρχικά λεπτής λιθόσφαιρας. Για το μοντέλο W & D, αυξάνεται η θερμική συστολική τάση στην πλανητική επιφάνεια έως και 0,277% λόγω της πλανητικής ψύξης μετά από 4.5 Gyr (δηλαδή μέχρι σήμερα), ενώ το μοντέλο L & F προβλέπει πρόωρη θέρμανση (από 4,28 έως 4,5 Ga) και ογκομετρική διαστολή λόγω της θερμικής ροής από την αποικοδόμηση του ^{40}K . Μετά την πρώιμη περίοδο επέκτασης, η συστολική τάση του μοντέλου L & F είναι παρόμοιο με αυτή του μοντέλου W & D, με συσσώρευση της συστολικής τάσης από την πλανητική ψύξη στην επιφάνεια της τάξης του 0,236% μετά από 4,5 Gyr.

Εκτός από τη θερμική συστολή από την ψύξη του πλανήτη, οι μεταβολές στη φάση ολιβίνη-σπινελίου στο εσωτερικό του μανδύα οδηγούν σε περαιτέρω συστολή τάξης 0,016% η οποία προστίθεται σε εκείνη που οφείλεται στην ψύξη του μανδύα. Μια άλλη πιθανή πηγή συστολής είναι η ηφαιστειακή δραστηριότητα που προκαλείται από το σχηματισμό διαπυρίσμου κατά τη διάρκεια του σχηματισμού του Tharsis, δεδομένου ότι η άνοδος των διαπύρων του μανδύα θα είχε αφαιρέσει μεγάλο όγκο μερικά τηγμένων υλικών από τον μανδύα κατά τη μεταφορά ποσότητας θερμότητας προς την επιφάνεια. Τα αποτελέσματα της μελέτης δείχνουν επιπλέον αύξηση της συστολικής τάσης 0,06% λόγω του σχηματισμού Tharsis μεταξύ 4,5 και 3,7 Ga.

Η συνολική συστολική τάση που προβλέπεται από τα μοντέλα θερμικής εξέλιξης ως συνάρτηση του χρόνου, συμπεριλαμβανομένων και των τριών συστατικών που αναφέρθηκαν παραπάνω, παρουσιάζεται στο Εικόνα 8, όπου η γκρι διακεκομμένη γραμμή είναι το μοντέλο σύνθεσης L & F και η μαύρη συμπαγής γραμμή που αντιπροσωπεύει το W & D μοντέλο σύνθεσης.

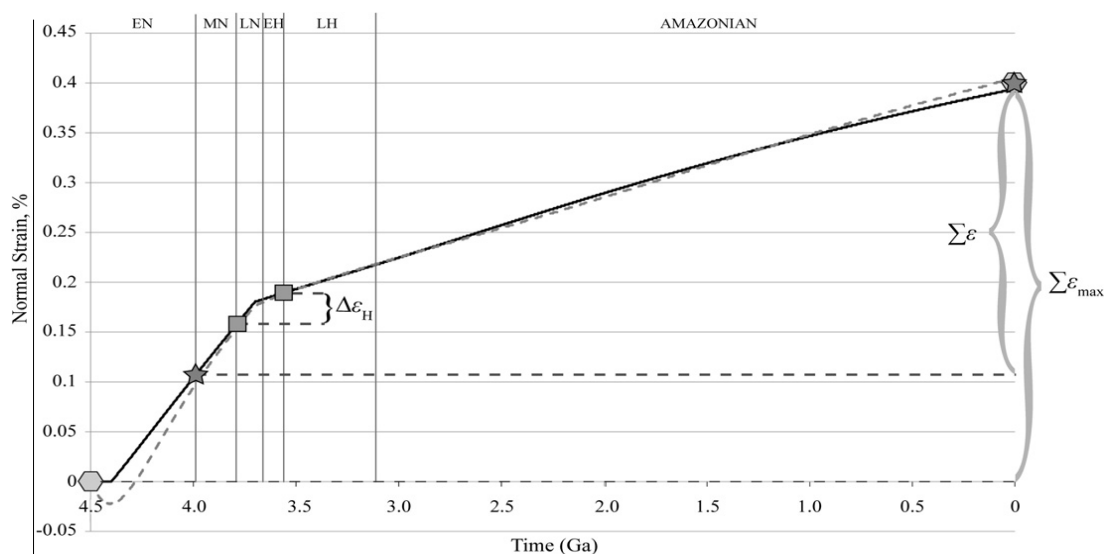
Η τάση που συσσωρεύεται στην επιφάνεια κατά τη διάρκεια του υποτιθέμενου παλμού της παγκόσμιας συστολής είναι $\Delta\epsilon_H = 0,033\%$ (Εικόνα 8), το οποίο είναι το ίδιο για οποιοδήποτε μοντέλο. Η συνολική ποσότητα συστολικής τάσης που συσσωρεύτηκε από το K. Νοάχιο, την ηλικία των πρώτων ρηγμάτων επώθησης που εντοπίζονται στην επιφάνεια του Άρη (Knapmeyer et al., 2008), δείχνεται από $\epsilon = 0,3\%$ (Εικόνα 8). Ένα ανώτερο όριο στην τιμή της προβλεπόμενης συσσωρευμένης συστολικής τάσης ($\epsilon_{\max}$), δηλαδή από το K. Νοάχιο έως το A. Αμαζόνιο, είναι 0,4% και για τα δύο μοντέλα, προκύπτει με την ενσωμάτωση της αρχαιότερης περιόδου της Αρειανής ιστορίας που προηγείται της αναγνωρισμένης επιφανειακής γεωλογίας.

2.2.6.3 Συστολική τάση από τις δομές

2.2.6.3.1 Βάση δεδομένων ρηγμάτων

Για να ελεγχθεί ποσοτικά η υπόθεση ότι ο Άρης υπέστη περίοδο παγκόσμιας συστολής, πρέπει να υπολογιστούν οι τάσεις που σχετίζονται με τα ρήγματα και οι αντίστοιχες μεταβολές της ακτίνας.

Σχεδόν 15.000 ρήγματα έχουν χαρτογραφηθεί σε παγκόσμιο επίπεδο σε όλες τις ηλικίες των πετρωμάτων. Περισσότερο από τις μισές από αυτές τις δομές είναι



Εικόνα 8: Συνολική προβλεπόμενη συστολική τάση, σε ποσοστό, ως συνάρτηση του χρόνου, από τα μοντέλα θερμικής ιστορίας. Andrews-Hanna et al. (2008)

κανονικά ρήγματα, που κυμαίνονται από 600 m έως πάνω από 1400 km (Knapmeyer et al., 2008). Το υπόλοιπο των δομών αυτών ταξινομείται ως ρήγματα επώθησης, που κυμαίνονται σε μήκος από 7 km. Έως περίπου 650 km (Knapmeyer et al., 2008). Οι Knapmeyer et al. (2006, 2008) δεν κάνουν διάκριση μεταξύ των λοβοειδών πρηνών και των πτυχωμένων ράχων στη βάση δεδομένων τους, αλλά την χωρίζουν σε κανονικά ρήγματα (N = 9675) και ανάστροφα ρήγματα (N = 5142) που κυμαίνονται ηλικιακά από το Κ. Νοάχιο μέχρι το Α. Αμαζόνιο. Τα ποσοστά κάθε είδους ρηγμάτων για τις διαφορετικές χρονικές περιόδους δίνεται στον

Πίνακας II.

Ηλικία	Ποσοστό Κανονικών Ρηγμάτων	Ποσοστό Ανάστροφων Ρηγμάτων
Κάτω Νοάχιο	6%	1,8%
Μέσο Νοάχιο	41,8%	21,9%
Άνω Νοάχιο	22,8%	48,4%
Κάτω Εσπέριο	4,8%	13,2%
Άνω Εσπέριο	1,4%	10,3%
Αμαζόνιο	9,8%	1,8%



Πίνακας II: Ηλικίες για τους δυο διαφορετικούς τύπους ρηγμάτων

Το υπόλοιπο 3,4% για τα κανονικά ρήγματα και 2,5% για τα ανάστροφα ρήγματα, δεν έλαβαν ηλικία και συνεπώς δεν χρησιμοποιήθηκαν στην μελέτη των Knarmeyer et al. (2006, 2008) .

2.2.6.3.2 Μεταβολή τάσης και ακτίνας που προβλέπεται από ρήγματα

Σε αυτή την μελέτη τους, οι Knarmeyer et al. (2006, 2008) χώρισαν την βάση δεδομένων των ρηγμάτων σε δύο χρονικές περιόδους: Κ. Νοάχιο έως Α. Αμαζόνιο (0-3,99 Ga), που αντιστοιχούσε στην παγκόσμια τάση λόγω ψύξης και το Α. Νοάχιο έως το Κ.Εσπέριο (3,6 – 3,8 Ga), που αντιστοιχεί στον παλμό του Κ. Εσπερίου. Τα μήκη ρηγμάτων τόσο των κανονικών όσο και των επώθησης εξετάστηκαν για αυτά τα δύο χρονικά διαστήματα.

Οι υπολογισμοί που πραγματοποιήθηκαν σε αυτή τη μελέτη χωρίζονται σε πολλές περιπτώσεις. Η περίπτωση 1 εξετάζει την υπόθεση ενός παλμού της παγκόσμιας συστολής κατά τη διάρκεια της Κ. Νοαχίου- Α. Εσπερίου (LN-EH). Η περίπτωση 1α θεωρούσε όλα τα ανάστροφα ρήγματα ως πτυχωμένες ράχες, παρέχοντας ένα χαμηλότερο όριο στη συστολική τάση και στην μείωση της πλανητικής ακτίνας που προσαρμόζονται από τις συστολικές δομές, ενώ η περίπτωση 1b θεωρεί ότι όλα τα ανάστροφα ρήγματα είναι λοβοειδή πρηνή, παρέχοντας έτσι ένα ανώτερο όριο στη συστολική τάση και στη μείωση της ακτίνας του πλανήτη για αυτή τη χρονική περίοδο. Η περίπτωση 2 εξετάζει τη συνολική προβλεπόμενη συνολική τάση έναντι του πλήρους γεωλογικού μητρώου των συστολικών δομών. Η περίπτωση 2α επίσης εξέτασε όλα τα ανάστροφα ρήγματα ως πτυχωμένες ράχες, προσφέροντας ένα χαμηλότερο όριο στη συστολική τάση και στην μείωση της ακτίνας του πλανήτη κατά τη διάρκεια της περιόδου Κ. Νοαχίου- Α. Αμαζονίου. Η περίπτωση 2b θεωρεί τα ανάστροφα ρήγματα ως λοβοειδή πρηνή, παρέχοντας ένα άνω όριο σε τιμές τάσης και ακτίνας που υπολογίζονται για αυτό το χρονικό διάστημα. Έτσι, οριζόντιες τάσεις και οι αντίστοιχες μειώσεις των ακτίνων υπολογίστηκαν για τα ρήγματα επώθησης ως λοβωτές πλαγιές και ρυτιδωτές ράχες για LN-EH και EN-LA.

2.2.6.4 Αποτελέσματα

Με βάση τα αποτελέσματα των υπολογισμών οριζόντιας κανονικής τάσης, για τον υποθετικό παλμό της συνολικής συστολής (χρονικό διάστημα LN-EH), η υπολογισθείσα οριζόντια κανονική τάση για την περίπτωση 1α είναι 0,007% (υποθέτοντας ότι όλα τα χαρτογραφημένα ανάστροφα ρήγματα είναι πτυχωμένες ράχες) και 0.066% για την περίπτωση 1b (υποθέτοντας ότι όλα τα χαρτογραφημένα ανάστροφα ρήγματα είναι λοβοειδή πρηνή). Η τάση για την περίπτωση 2 υπολογίστηκε ότι είναι 0,011% για την περίπτωση πτυχωμένων ράχων και 0,111% για τα λοβοειδή πρηνή.

Αυτές οι τιμές τάσης μετατράπηκαν σε τιμές μεταβολής της ακτινικής ακτίνας χρησιμοποιώντας μια εξίσωση, η οποία αποδίδει μείωση της ακτίνας των 112 m και 1,12 km για τις πτυχωμένες ράχες και τα λοβοειδή πρηνή, αντίστοιχα, κατά τη

διάρκεια του LN-EH. Για το EN-LA, οι τάσεις που αναφέρθηκαν παραπάνω αντιστοιχούν σε μειώσεις ακτίνας 188m και 1,89 km για πτυχωμένες ράχες και λοβοειδή πρηνή, αντίστοιχα.

Η σύγκριση της υπολογιζόμενης τάσης που σχετίζεται με τα ρήγματα που προβλέπεται από τα θερμικά μοντέλα (Andrews-Hanna et al., 2008) δείχνει ότι τα θερμικά μοντέλα προβλέπουν ουσιαστικά περισσότερο συστολική τάση από ότι καταγράφεται από τα ρήγματα στις περισσότερες περιπτώσεις. Για την περίπτωση 1b (κανονικά ρήγματα και λοβοειδή πρηνή κατά τη διάρκεια του LN-EH), οι λόγοι τάσης είναι μικρότεροι από 1, πράγμα που σημαίνει ότι η υπολογιζόμενη τάση που σχετίζεται με το ρήγμα είναι μεγαλύτερη από αυτή που προβλέπεται από τα θερμικά μοντέλα. Αν και αυτή η περίπτωση φαίνεται να θεραπεύει την ασυμφωνία μεταξύ των θερμικών μοντέλων και του μοντέλου ρηγμάτων που σχετίζονται με τη τάση, αυτό το αποτέλεσμα δείχνει και πάλι ότι τα θερμικά μοντέλα γενικά υπερεκτιμούν το μέγεθος της συστολικής τάσης και την αλλαγή της ακτίνας για τον Άρη. Αυτό οφείλεται στην παρατήρηση ότι τα περισσότερα ανάστροφα ρήγματα εκδηλώνονται στην επιφάνεια ως ρυτίδες (Tanaka et al., 1991), πράγμα που σημαίνει ότι η περίπτωση 1b είναι απίθανο να είναι ρεαλιστική.

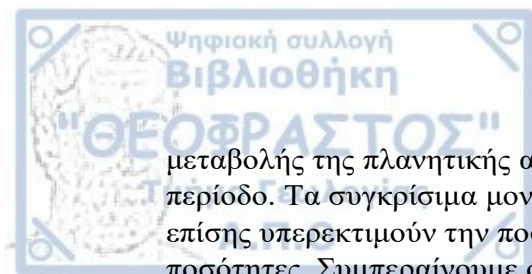
2.2.6.5 Συμπεράσματα

Η υπόθεση μιας περιόδου παγκόσμιας συρρίκνωσης στον Άρη κατά τη διάρκεια της Ύστερης Νομαχίας - πρώιμης Εσπεριανής δοκιμάζεται ποσοτικά. Υπολογίστηκαν οι συστολικές τάσεις που σχετίζονται με ρήγματα με βάση μια πρόσφατη συλλογή ρηγμάτων και συγκρίθηκαν με τα αποτελέσματα συστολικής τάσης που προβλέπεται από τα θερμικά μοντέλα. Η συστολική τάση που οφείλεται σε αυτές τις δομές για τον παλμό της Κ. Νοαχίου - Α. Εσπερίου υπολογίζεται ότι κυμαίνεται μεταξύ 0,007% και 0,222%. Οι τιμές της τάσης μετατράπηκαν σε πλανητική ακτίνα η οποία μειώνεται σε ένα εύρος τιμών μεταξύ 112 m και 3,77 km.

Η ενσωμάτωση δομών επέκτασης που σχηματίστηκαν επίσης κατά τη διάρκεια αυτών των χρονικών περιόδων παρέχει τιμές για την καθαρή μεταβολή της πλανητικής ακτίνας, υποθέτοντας ότι προέκυψαν επίσης από διεργασίες σε παγκόσμια κλίμακα. Οι μεγάλες αξίες της παγκόσμιας μέσης εκτατικής τάσης, προσαρμοσμένες σε κανονικά ρήγματα πάνω στην ιστορία του Άρη, επιβεβαιώνουν τη θεμελιώδη συνεισφορά της τοπικής και περιφερειακής τεκτονικής, όπως το Tharsis, στην τοπογραφία και τη δομική ανάπτυξη του πλανήτη. Η συστολική τάση για τον παλμό του Εσπερίου αποτελεί το 59% της συνολικής συσσωρευμένης συστολικής τάσης για όλη την παρατηρούμενη γεωλογική ιστορία του Άρη.

Βάσει αυτών των αποτελεσμάτων, οι προτάσεις περί αυξημένης παγκόσμιας συστολικής παραμόρφωσης κατά το χρονικό διάστημα Κ. Νοαχίου- Α. Εσπερίου έρχονται σε συμφωνία μεταξύ τους, αν και συνεισφορά της μετατόπισης και της συστολικής παραμόρφωσης που επικεντρώνεται στο Tharsis είναι πιθανό να ήταν σημαντικά κατά τη διάρκεια αυτού του χρονικού διαστήματος.

Τέλος, οι τάσεις που υπολογίστηκαν και σχετίζονται με ρήγματα συσχετίστηκαν με τις προβλέψεις της συστολικής τάσης από τα θερμικά μοντέλα. Διαπιστώθηκε ότι τα θερμικά μοντέλα γενικά υπερεκτιμούν την ποσότητα της τάσης που δέχτηκε η επιφάνεια με παρατηρούμενα ρήγματα κατά 1,3-27,9 φορές και την ποσότητα της



μεταβολής της πλανητικής ακτίνας κατά 310 έως 5 km, ανάλογα με την χρονική περίοδο. Τα συγκρίσιμα μοντέλα θερμικού ιστορικού για τον Ερμή και τη Σελήνη επίσης υπερεκτιμούν την ποσότητα της μείωσης της ακτίνας και ανάλογες ποσότητες. Συμπεραίνουμε ότι οι δομές που παρατηρούνται στην επιφάνεια παρέχουν έναν χρήσιμο περιορισμό μαζί με υποθέσεις πλανητικής σύνθεσης για την κατασκευή μοντέλων πλανητικής θερμικής εξέλιξης, ακόμα και για τεκτονικούς πολύπλοκους πλανήτες όπως ο Άρης.

2.3 ΚΕΝΤΡΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ

2.3.1 Κέντρα δραστηριότητας στο δυτικό ημισφαίριο

Το δυτικό ημισφαίριο του Άρη κυριαρχείται από το Tharsis, μια πολύ μεγάλη, υψηλή περιοχή (περίπου το 25% της επιφάνειας του πλανήτη) που καλύπτεται από μια ηφαιστειακή επαρχία που περιέχει τη μεγαλύτερη ηφαιστειακή ασπίδα του ηλιακού συστήματος. Το Tharsis είναι περιτριγυρισμένο από ένα εκτεταμένο σύστημα ακτινικά διατεταγμένων λεκανών και ένα περιφερειακό σύστημα πτυχωμένων ράχων που εκτείνεται σε ολόκληρο το δυτικό ημισφαίριο του Άρη. Αυτή η περιοχή είναι ίσως η μεγαλύτερη ενιαία τεκτονική και ηφαιστειακή επαρχία στους χερσαίους πλανήτες με πλούσια και καλά διατηρημένη ιστορία γεωλογικής και τεκτονικής δραστηριότητας που διήρκεσε σε όλη τη γεωλογική περίοδο του Άρη. Η διάσπαση της γεωλογικής και τεκτονικής ιστορίας αυτής της περιοχής είναι κρίσιμη για την κατανόηση της τεκτονικής και γεωλογικής εξέλιξης του Άρη.

Για την περιοχή Tharsis, οι λεκάνες και οι πτυχωμένες ράχες σχηματίζουν ένα σύστημα που φαίνεται ακτινικό και ομόκεντρο. Πολλοί ερευνητές προσπάθησαν να χρησιμοποιήσουν τη θέση και τον προσανατολισμό των τεκτονικών χαρακτηριστικών γύρω από το Tharsis για να καθορίσουν το τεκτονικό ιστορικό και να προσδιορίσουν τη γεωμετρία του υπεύθυνου πεδίου τάσεων. Σημειώστε ότι επειδή ο προσανατολισμός των δομών είναι αποτέλεσμα της γεωμετρίας του πεδίου τάσης, μπορούν να χρησιμοποιηθούν ίχνη λεκανών και κανονικών έως ρυτιδωτών ράχων για να ελεγχθεί η ακτινική φύση των υπεύθυνων πεδίων τάσεων και να προσδιοριστεί εάν διαφορετικά τεκτονικά χαρακτηριστικά και επεισόδια είχαν γεωμετρικά παρόμοια πεδία τάσεων.

Η μεθοδολογία των Anderson et al. (2001) περιλαμβάνει την χαρτογράφηση και ανάλυση 24.542 τεκτονικών χαρακτηριστικών της επιφάνειας του δυτικού ημισφαιρίου. Για λόγους απλούστευσης, τα χαρακτηριστικά των καμπυλών υποδιαιρέθηκαν σε πολλαπλά γραμμικά τμήματα κατά μήκος φυσικών παύσεων στην τάση. Όλα τα δεδομένα ελέγχθηκαν προσεκτικά και επαληθεύτηκαν για ακρίβεια. Η ηλικία παραμόρφωσης για κάθε χαρακτηριστικό προσδιορίστηκε με βάση την καθιερωμένη αρειανή στρωματογραφική στήλη.

Οι λεκάνες και οι διαρρήξεις περιορίζονται από τα κανονικά ρήγματα που προκύπτουν από τις τάσεις επέκτασης και τις πτυχωμένες ράχες που πιθανότατα σχηματίζονται από τα ανάστροφα ρήγματα και τις πτυχές που προκύπτουν από συμπιεστικές τάσεις. Ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν στο πεδίο των τάσεων, χωρίς άλλους περίπλοκους παράγοντες όπως οι προϋπάρχουσες δομές ή οι ανισοτροπίες, ο τύπος ρήγματος που σχηματίζεται σχετίζεται άμεσα με τον

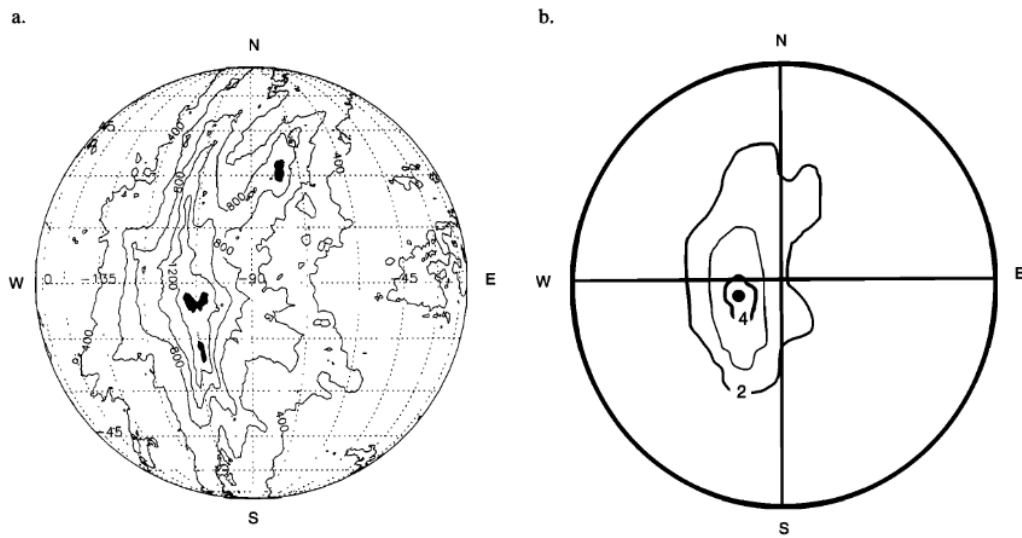
προσανατολισμό των κύριων τάσεων. Εάν το πεδίο τάσης είναι κυκλικά συμμετρικό, τότε οι ακτινικές δομές θα έχουν ίχνη της ρήξης τους που συγκλίνουν ή θα διασταυρώνονται στο γεωμετρικό "κέντρο" του πεδίου τάσης. Αντίθετα, οι ομόκεντρες δομές θα έχουν κάθετες στα ίχνη που διασταυρώνονται στο γεωμετρικό κέντρο του πεδίου τάσης.

Από τις 24.453 τεκτονικές δομές που αντιστοιχίστηκαν, 19.897 ερμηνεύθηκαν ως χαρακτηριστικά επέκτασης και 4556 ως χαρακτηριστικά συμπίεσης. Από τα χαρακτηριστικά επέκτασης, το 81% είναι απλές λεκάνες, το 12% είναι ρωγμές τάσης και το 7% είναι κοιλάτες και κανάλια.

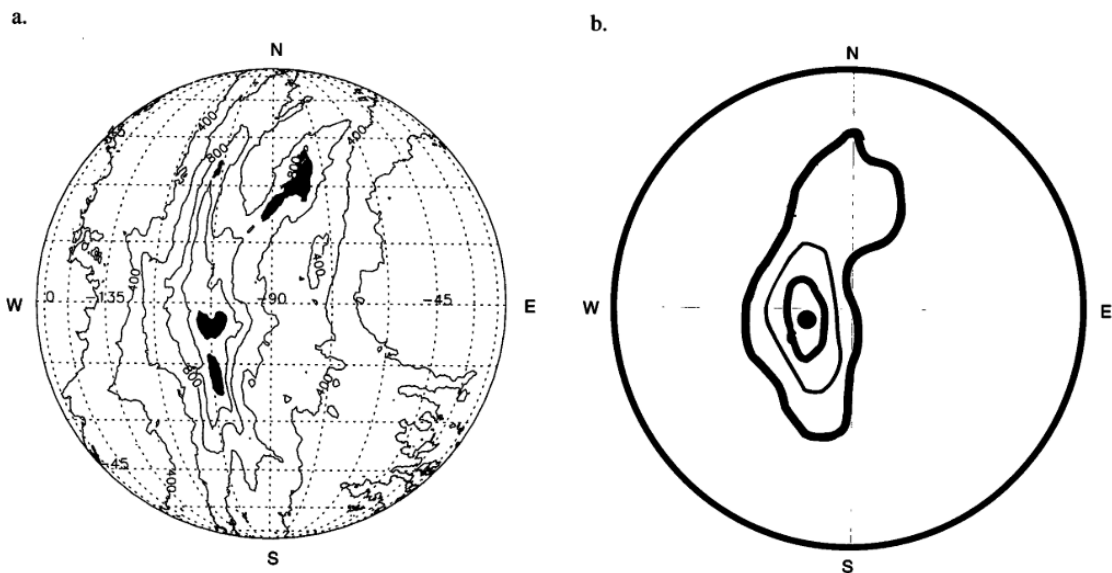
2.3.1.1 Κέντρα τεκτονικής Δραστηριότητας

Προκύπτουν δύο χάρτες (Εικόνα 9) που περιλαμβάνουν όλα τα χαρακτηριστικά επέκτασης στο δυτικό ημισφαίριο του Άρη ανεξάρτητα από την προέλευση. Από τους δύο αυτούς χάρτες, ένα ευρύ πρότυπο B-N, υποδηλώνει μια γενικά ακτινική κατανομή των δομών επέκτασης. Η επιμήκυνση βορρά-νότου απορρέει από την κυριαρχία των τρεχουσών δομών βορρά-νότου που βρίσκονται στις βόρειες και νότιες περιοχές του Tharsis. Αυτές οι περιοχές έχουν το πιο ολοκληρωμένο ιστορικό παραμόρφωσης, με πολλές δομές πιθανόν να έχουν ταφεί από νεότερα υλικά στα ανατολικά (π.χ. Lunae, Syria, Solis Plana) και στα δυτικά και στα βορειοδυτικά (π.χ. Tharsis lavas και Amazonis Planitia) του Tharsis. Απόδειξη για αυτό είναι η κυκλικότητα των σχηματισμών όταν τα χαρακτηριστικά συμπίεσης (π.χ. πτυχωμένες ράχες), που βρίσκονται στα ανατολικά και δυτικά του Tharsis, συνδυάστηκαν με τα επεκτατικά χαρακτηριστικά. Για τα στοιχεία επέκτασης εντοπίστηκαν δύο διαφορετικά πρωτεύοντα κέντρα: Clarita και Syria. Όταν τα σύνολα δεδομένων επέκτασης και συμπίεσης συνδυάστηκαν, αναγνωρίστηκε το κέντρο που βρίσκεται κοντά στο Syria Planum. Η περιοχή αυτή είναι επίσης το κέντρο της τοπογραφικής ανύψωσης του Tharsis, έξω από τα ηφαίστεια, η οποία γενικά αντιστοιχεί στο κέντρο του πεδίου τάσης που υπολογίζεται για την περιοχή Tharsis.

Οι παλαιοτεκτονικοί χάρτες (Εικόνα 11, Εικόνα 12 και Εικόνα 13) που παρουσιάζονται στην εργασία των Anderson et al. (2001) δείχνουν ότι η επαρχία Tharsis, όπως ορίζεται από τα τεκτονικά χαρακτηριστικά της, ήταν ενεργή καθ' όλη τη διάρκεια της γεωλογικής ιστορίας του Άρη (από το Νοάχιο μέχρι το Άνω Αμαζόνιο). Η σχετιζόμενη με Tharsis δραστηριότητα άρχισε νωρίς και γενικά μειώθηκε με το χρόνο. Η ανάλυση της χωρικής και χρονικής κατανομής των δομών δείχνει ότι η επαρχία έχει δημιουργήσει στατιστικά σημαντικές συγκεντρώσεις ακτινικών δομών σε όλο τον γεωλογικό χρόνο, με το γεωμετρικό τους κέντρο να εμφανίζει μικρές μετατοπίσεις αλλά πάντα ως προς τις υψηλότερες περιοχές ανύψωσης στο κέντρο της επαρχίας. Οι δομές όλων των ηλικιών, δείχνουν ότι είναι ακτινικές στο υψηλότερο τμήμα του Tharsis, την περιοχή Syria Planum, με περιορισμένες εξαιρέσεις, και υποδηλώνουν ότι η βασική λιθοσφαιρική δομή της περιοχής Tharsis έχει αλλάξει ελάχιστα στο χρόνο.

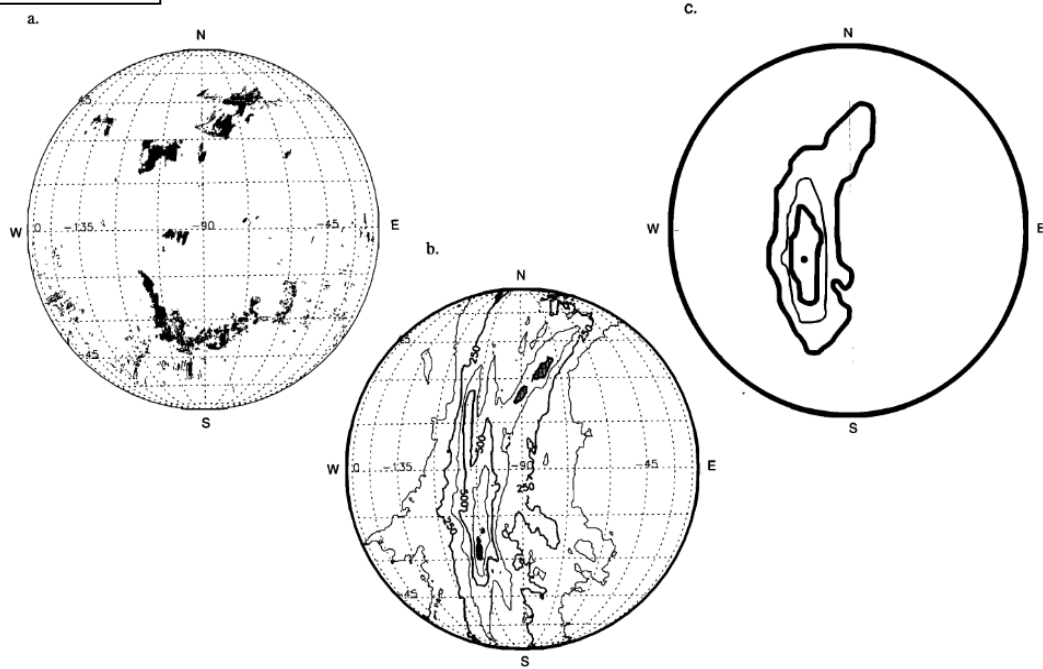


Εικόνα 9 (α) Όλες οι δομές έκτασης χαρτογραφημένες για το δυτικό ημισφαίριο του Άρη. Σκιαγραφείται ο συνολικός αριθμός των εκτατικών δομών όπως προέκυψαν από την μέθοδο της ανάλυσης διανυσμάτων. Οι μαυρισμένες περιοχές αντιπροσωπεύουν τα πρωτεύοντα κέντρα της τεκτονικής δραστηριότητας. (β) Γράφημα του συνολικού αριθμού των εκτατικών δομών από την ανάλυση beta (Anderson et al., 2001).

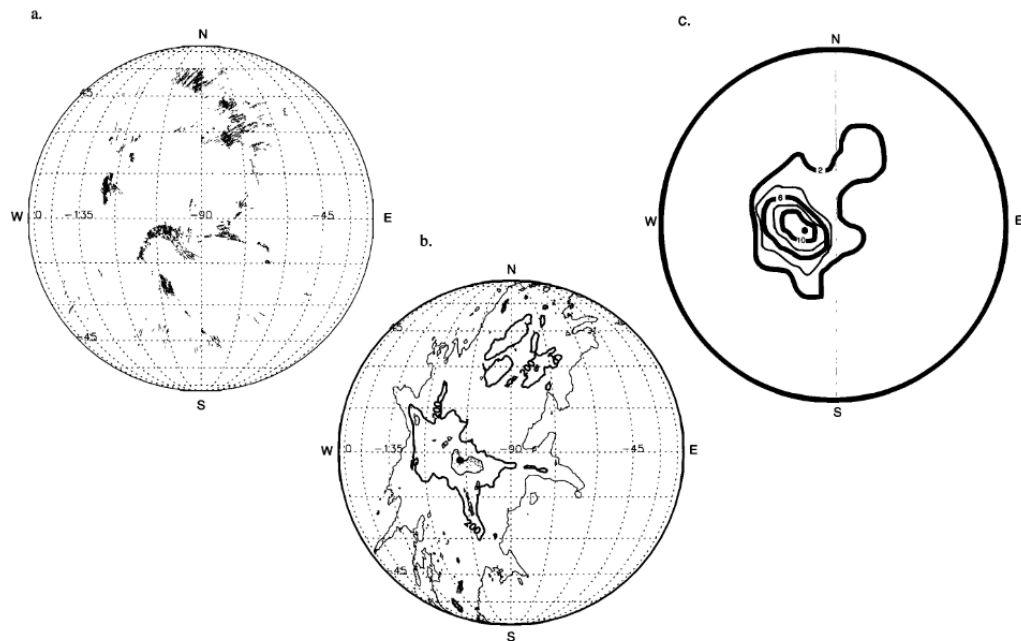


Εικόνα 10: (α) Όλες οι εκτατικές και συμπίεστικές δομές χαρτογραφημένες για το δυτικό ημισφαίριο του Άρη. Σκιαγραφείται ο συνολικός αριθμός των εκτατικών δομών όπως προέκυψαν από την μέθοδο της ανάλυσης διανυσμάτων. Οι μαυρισμένες περιοχές αντιπροσωπεύουν τα πρωτεύοντα κέντρα της τεκτονικής δραστηριότητας. (β) Γράφημα του συνολικού αριθμού των εκτατικών δομών από την ανάλυση beta (Anderson et al., 2001).

Σταδιο 1

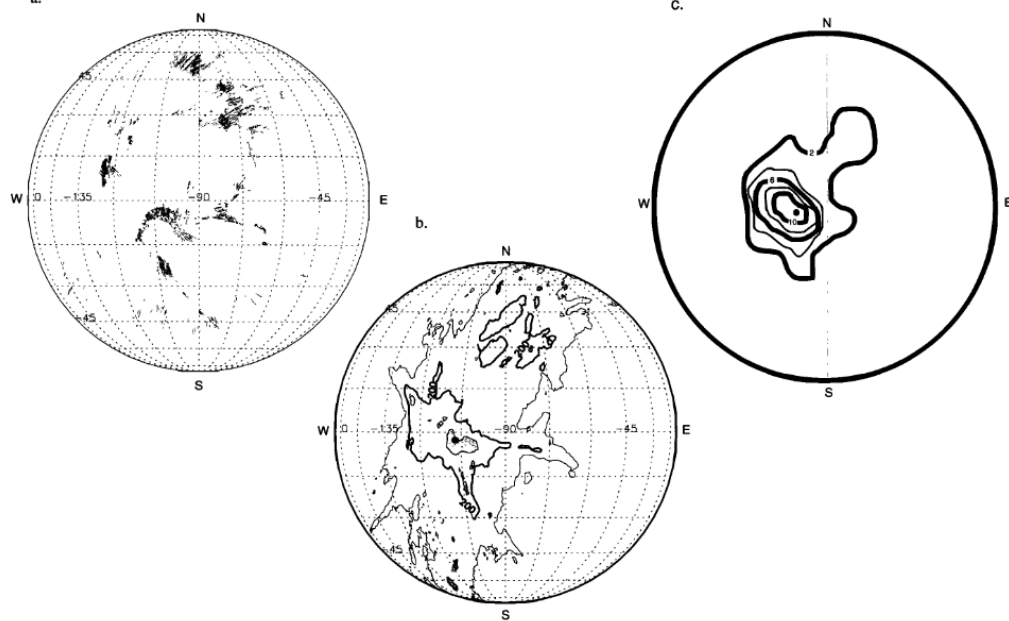


Σταδιο 2

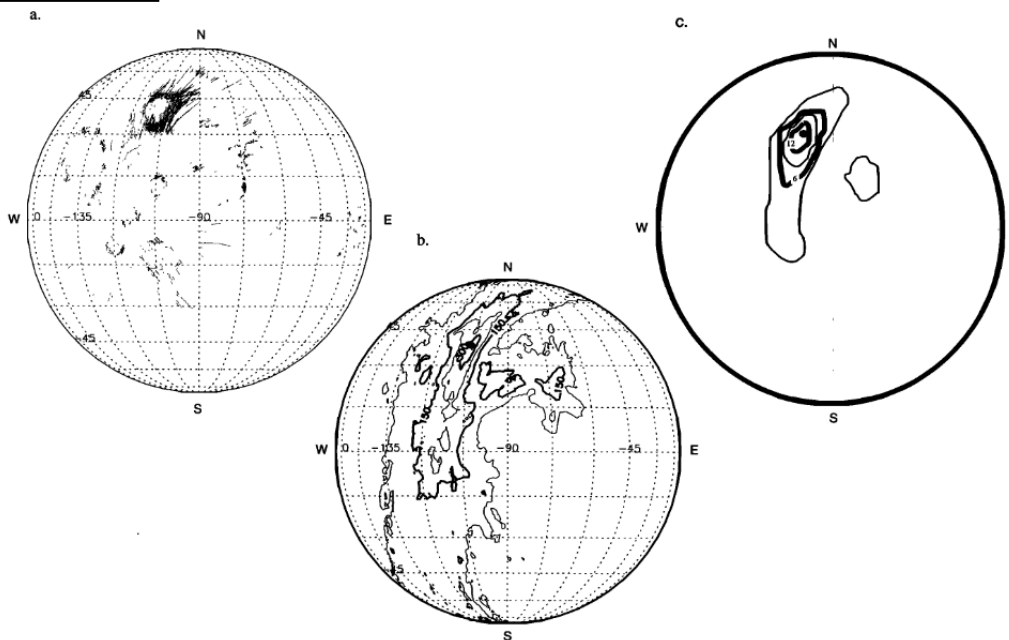


Εικόνα 11: Στάδια 1 και 2 (b)χάρτης των δομών όπως προέκυψε από την μέθοδο της ανάλυσης διανυσμάτων (c) Γράφημα του συνολικού αριθμού των δομών από την ανάλυση beta (Anderson et al., 2001).

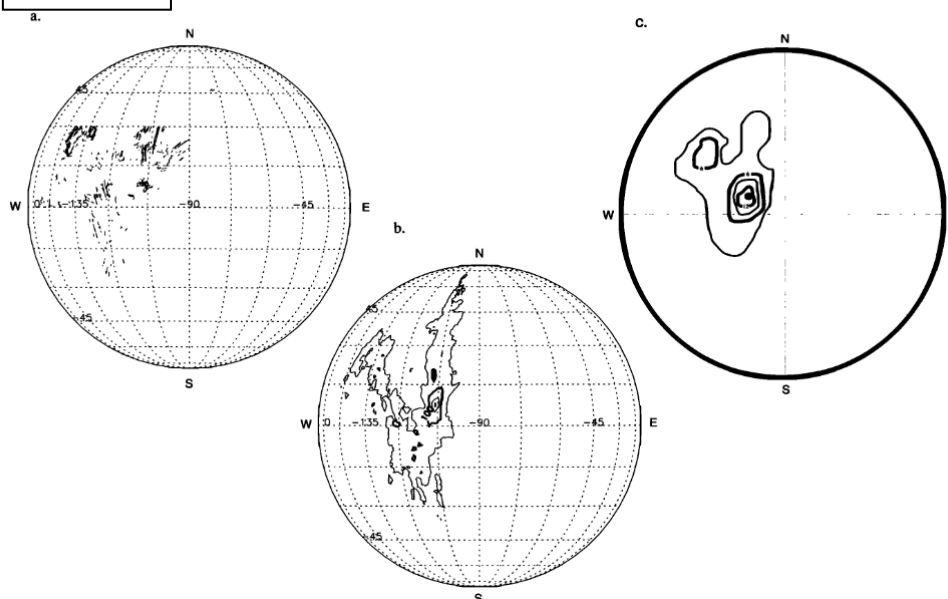
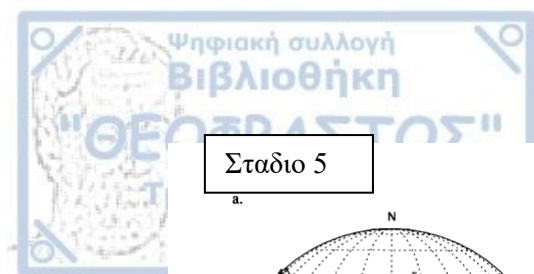
Σταδιο 3



Σταδιο 4



Εικόνα 12: Στάδια 3 και 4 (b)χάρτης των δομών όπως προέκυψε από την μέθοδο της ανάλυσης διανυσμάτων (c) Γράφημα του συνολικού αριθμού των δομών από την ανάλυση beta (Anderson et al., 2001).



Εικόνα 13: 5° στάδιο (b) χάρτης των δομών όπως προέκυψε από την μέθοδο της ανάλυσης διανυσμάτων (c) Γράφημα του συνολικού αριθμού των δομών από την ανάλυση beta (Anderson et al., 2001).

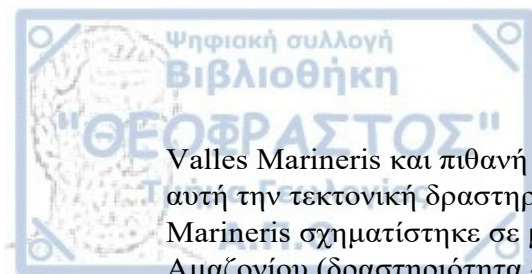
Τα δευτερεύοντα κέντρα Claritas, Syria, Alba και Ascraeus που προσδιορίστηκαν στις αναλύσεις όλων των δομών και όλων των δομών επέκτασης περιλαμβάνουν τα πρωτεύοντα κέντρα που προσδιορίστηκαν σε τέσσερα από τα πέντε επιμέρους στάδια τεκτονικής δραστηριότητας που παρατίθενται συνέχεια.

Στάδιο 1 (Άνω Νοάχιο)

Τα χαρακτηριστικά επέκτασης του 1ου σταδίου (Εικόνα 11, επάνω) εντοπίζονται κυρίως στο έδαφος ηλικίας Νοαχίου γύρω από την περιφέρεια και σε μικρές κεντρικές εκτάσεις στο Tharsis στα Sirenum, Claritas Fossae, Ceraunius Fossae, Tempe Terra, Acheron Fossae και στο βόρειο τμήμα του Noctis Labyrinthus. Περίπου τα μισά από τα χαρτογραφημένα χαρακτηριστικά επέκτασης στην περιοχή του δυτικού ημισφαιρίου είναι ηλικίας Νοαχίου, γύρω από την περιφέρεια και σε μικρές εκτάσεις από το κέντρο στο Tharsis, και στα Sirenum, Claritas Fossae, Ceraunius Fossae, Tempe Terra, Acheron Fossae και στο βόρειο τμήμα του Noctis Labyrinthus. Πολλά από αυτά τα χαρακτηριστικά είναι ακτινωτά ως προς το Claritas, ένα μεγάλο, επιμήκη, τοπογραφικό υψυλό που περιέχει πολλές απλές και σύνθετες λεκάνες που σχηματίστηκαν ή/και επανενεργοποιήθηκαν για μεγάλο χρονικό διάστημα (Νοάχιο-Αμαζόνιο). Αυτό το κέντρο αντιπροσωπεύει το παλαιότερο αναγνωρίσιμο κέντρο της τεκτονικής δραστηριότητας για το δυτικό ημισφαίριο του Άρη και αντιστοιχεί στην πρώτη φάση της φθοράς του Thaumasia.

Στάδιο 2 (Α. Νοάχιο – Κ. Εσπέριο)

Κατά το 2ο στάδιο (Εικόνα 11, κάτω), η ακτινική επεκτατική τεκτονική επικεντρώθηκε μόνο στα νότια του κεντρικού περιθωρίου του Valles Marineris και στην περιοχή Thaumasia. Δραστηριότητα σχετιζόμενη με τη διείδυση στην περιοχή



Valles Marineris και πιθανή ανάπτυξη καναλιών εκροής μπορεί να σχετίζονται με αυτή την τεκτονική δραστηριότητα. Ο Schultz (1998) προτείνει ότι το Valles Marineris σχηματίστηκε σε μεγάλο βαθμό κατά τη διάρκεια Α. Εσπερίου-Κ. Αμαζόνιου (δραστηριότητα 4ου σταδίου), αλλά οι γεωλογικές αποδείξεις στην περιοχή Thaumasia και αλλού δείχνουν ότι η ανάπτυξη μπορεί να έχει συμβεί ήδη από το Α. Νοάχιο (στάδιο 2). Μια δευτερεύουσα συγκέντρωση του σταδίου 2 εντοπίζεται στην περιοχή του Warrego Valles, η οποία έχει ερμηνευθεί ότι είναι μια θέση τεκτονικής και παρεμβατικής υδροθερμικής δραστηριότητας με αποτέλεσμα το σχηματισμό του Warrego Valles. Είναι πιθανό ορισμένες δομές να ήταν ενεργές κατά τη διάρκεια του σταδίου 1, αλλά ενδέχεται να έχουν αποκαλυφθεί ή επανενεργοποιηθεί από τις κεντρικές δομές της Claritas (στάδιο 1).

Στάδιο 3 (Κ. Εσπέριο)

Στο στάδιο 3 (Εικόνα 12, πάνω), συνεχίστηκε η τεκτονική δραστηριότητα στις περιοχές Thaumasia, Tempe Terra, Ulysses, Noctis Labyrinthus, and Valles Marineris όπου χαρτογραφούνται οι μονάδες του Κ. Εσπερίου. Το Syria Planum έχει αναγνωριστεί ως περιοχή με ηφαιστειακή και τεκτονική δραστηριότητα μακράς διάρκειας (Νοάχιο έως ίσως Α. Αμαζόνιο). Οι ράχες αυξήθηκαν επίσης κατά τη διάρκεια του Σταδίου 3 και εντοπίζονται κυρίως στα υλικά των υψιπέδων που είναι χρονολογημένα στο Κ. Εσπέριο, που αντιστοιχεί στο στάδιο 3. Ωστόσο, οι Dohm και Tanaka (1999) έδειξαν ότι οι ρυτιδωτές ράχες σχηματίστηκαν τόσο πριν όσο και μετά την τοποθέτηση των ανυψωμένων πεδιάδων της φάσης 3, υποδηλώνοντας ότι η ανάπτυξη των ράχων συνεχίστηκε για μεγάλο χρονικό διάστημα. Οι ρυτιδωτές ράχες συγκεντρώνονται κατά κύριο λόγο στο Lunae, Solis και Thaumasia Plana στα ανατολικά του Tharsis, αν και οι μικρότερες συγκεντρώσεις βρίσκονται επίσης στα δυτικά (Εικόνα 12, πάνω).

Στάδιο 4 (Άνω Εσπέριο – Κάτω Αμαζόνιο)

Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου (Εικόνα 12, κάτω), ογκώδεις αποθέσεις λαβών τοποθετήθηκαν στο Syria Planum προς τα νότια και ανάπτυξη καναλιών εκροής, ενδεχομένως σχετιζόμενες με τις τελευταίες δραστηριότητες στο Valles Marineris, έλαβαν χώρα στα ανατολικά. Αυτή η περίοδος περιλαμβάνει επίσης την πρώτη εμφάνιση των μεγάλων ηφαιστειών ασπίδας του Tharsis Montes και του Olympus Mons και την καθυστερημένη δραστηριότητα που σχετίζεται με το κέντρο του Tempe Terra. Τα χαρακτηριστικά επέκτασης του Σταδίου 4 εμφανίζονται επίσης στην Alba Patera, όπου αναγνωρίζεται ένα ευρύ κέντρο δομών ακτινικών προς αυτήν. Η επιμήκης μορφή των δομών, δημιουργεί ένα μοτίβο προσανατολισμένο προς βορρά-νότο γύρω από την Alba Patera.

Στάδιο 5

Κατά τη διάρκεια του σταδίου 5 (Εικόνα 13), παρατηρείται μείωση του αριθμού των απλών λεκανών και των απομονωμένων εμφανίσεων τεκτονικής δραστηριότητας που συνδέονται με τη συνεχιζόμενη κατασκευή των μεγάλων ηφαιστειών της ασπίδας του Tharsis. Εκτός από τον μικρό σχηματισμό λεκανών που σχετίζεται με τα τελικά στάδια της Alba Patera, αυτές οι τοπικές ηφαιστειακές πηγές μπορεί να

αντιπροσωπεύουν την έναρξη του σταδιακού τερματισμού της τεκτονικής δραστηριότητας για την περιοχή Tharsis.

2.3.2 Κέντρα δραστηριότητας στο ανατολικό ημισφαίριο

Αντίστοιχα με την έρευνα του δυτικού ημισφαιρίου, γίνεται έρευνα και στο ανατολικό ημισφαίριο έτσι ώστε να διαπιστωθεί εάν τα τεκτονικά χαρακτηριστικά επέκτασης (λεκάνες) είναι ακτινικά ή τα τεκτονικά χαρακτηριστικά συμπίεσης (ρυτιδωτές ράχες) είναι συγκεντρικά σε κέντρα τεκτονικής δραστηριότητας που οριοθετούνται από συμμετρικά πεδία τάσης.

Το τεκτονικό ιστορικό ενός πλανήτη καταγράφεται στη διανομή και τη σχετική ηλικία των εκτατικών και των συμπίεστικών χαρακτηριστικών (τεκτονικές λεκάνες και ράχες, αντίστοιχα) που μπορούν να χαρτογραφηθούν στην επιφάνεια του. Για τον Άρη, αυτό είναι ιδιαίτερα εμφανές και περιβάλλει την περιοχή του Tharsis όπου η ψηφιακή δομική χαρτογράφηση από τους Anderson et al. (2001) ταυτοποίησαν δεκατρία κέντρα τεκτονικής δραστηριότητας που κυμαίνονταν σε ηλικία από το Νοάχιο έως το Αμαζόνιο, όπως αναλύσαμε σε προηγούμενα κεφάλαια. Σε δεύτερη μελέτη, οι Anderson et al. (2001) καθόρισαν ένα κέντρο τεκτονικής δραστηριότητας γεωμετρικά ως το σημείο τομής των ιχνών των μεγάλων κύκλων που προβάλλονται από τις δομές που έχουν χαρτογραφηθεί στην επιφάνεια. Όπως αναλύθηκε αργότερα, επειδή οι δομές καλύπτουν εκτεταμένες αποστάσεις της επιφάνειας του πλανήτη, τα ίχνη μεγάλων κύκλων είναι η επιφανειακή αναπαράσταση του υπεύθυνου πεδίου τάσης. Ως αποτέλεσμα, ο προσανατολισμός των χαρτογραφημένων δομών και τα προκύπτοντα ίχνη μεγάλων κύκλων των λεκανών (εκτατικών) και κάθετων σε πτυχωμένες ράχες (συμπίεστικών) μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να ελεγχθεί εάν τα πεδία τάσεων είναι ακτινικά προσδιορίζοντας τις περιοχές με τη μεγαλύτερη συγκέντρωση διασταυρώσεων και υποβολή των κατανομών στις στατιστικές δοκιμές. Αυτή η μέθοδος δεν κάνει υποθέσεις σχετικά με την αξονική συμμετρία του πεδίου της υπεύθυνης τάσης ή την ομοιογένεια του φλοιού, αλλά απλώς προσδιορίζει τις συγκεντρώσεις στα ίχνη των δομών για να ελεγχθούν αν είναι ακτινικές. Αν προκύψουν σημαντικές συγκεντρώσεις διασταυρώσεων και περάσουν στατιστικές δοκιμές, τα αποτελέσματα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να συμπεράνουμε ότι το υπεύθυνο πεδίο τάσης ήταν ακτινικό, όπως συμβαίνει με τις ακτινικές δομές γύρω από το Tharsis στο δυτικό ημισφαίριο. Εάν εντοπιστούν τέτοιες ακτινικές κατανομές, υποδηλώνεται ότι οι ανομοιογένειες στον φλοιό και σε άλλους παράγοντες δεν είναι σημαντικές σε σχέση με την κλίμακα των αποστάσεων που εκτείνονται οι δομές από το αναγνωρισμένο κέντρο.

Αν και έχει ολοκληρωθεί μεγάλος αριθμός μελετών πάνω σε διάφορες πτυχές της γεωλογίας του ανατολικού ημισφαιρίου, η οποία περιλαμβάνει τη χαρτογράφηση και τη σχετική ηλικία χρονολογούνται από τις μεγάλες ράχες και λεκάνες για την περιοχή Elysium και βόρειες πεδιάδες, η εργασία των Anderson et al. (2008), είναι η πρώτη μελέτη που τοποθετεί τις λεκάνες του ανατολικού ημισφαιρίου του Άρη σε ένα ευρύ στρωματογραφικό πλαίσιο, ως μια επέκταση της αξιολόγησης των τεκτονικών δομών του δυτικού ημισφαιρίου. Για την έρευνα αυτή, 22,702 τεκτονικά χαρακτηριστικά του ανατολικού ημισφαιρίου του Άρη χαρτογραφήθηκαν, ψηφιοποιήθηκαν και χαρακτηρίστηκαν με εικόνες Viking. Στη συνέχεια τα δεδομένα συγκεντρώθηκαν σε ένα λειτουργικό υπολογιστικό φύλλο παρόμοιο με τη διαδικασία που αναπτύχθηκε από τους Anderson et al. (2001) για το δυτικό ημισφαίριο. Τα

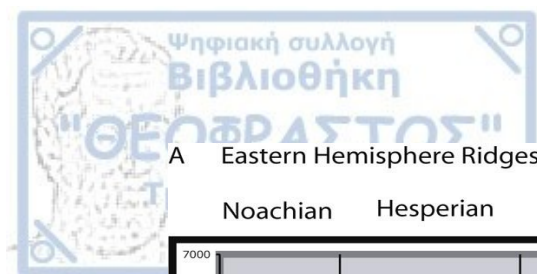
χαρακτηριστικά των καμπυλών που προέκυψαν από την ψηφιοποίηση των χαρτών σε Αρειανές συντεταγμένες, υποδιαιρέθηκαν σε πολλαπλά γραμμικά τμήματα κατά μήκος φυσικών διακοπών των δομών.

Η παλαιοτεκτονική έρευνα έχει εντοπίσει τέσσερα σημαντικά κέντρα τεκτονικής δραστηριότητας στο ανατολικό ημισφαίριο: Elysium, Hadriaca / Tyrrhena-Hellas, Isidis-Syrtis και Arabia Terra. Και τα τέσσερα κέντρα που προσδιορίζονται για το ανατολικό ημισφαίριο συνδέονται με γεωλογικά καθορισμένες επαρχίες. Δύο από αυτά τα κέντρα (Hadriaca / Tyrrhena και Isis-Syrtis) αντιπροσωπεύουν πραγματικά κέντρα τάσεων και επομένως δεν είναι αποτέλεσμα τυχαίου θορύβου. Το γεγονός ότι οι δομές που καθορίζουν τα κέντρα επεκτείνονται σε σημαντικές αποστάσεις (> 64% των χαρακτηριστικών που συνδέονται με τα τρία συμπίεστικά κέντρα εμφανίζονται στα 3500 χλμ. των κέντρων τους), υποστηρίζει ότι το υπεύθυνο πεδίο τάσεων είναι κυκλικά συμμετρικό και ότι ο φλοιός στην ημισφαιρική κλίμακα είναι ομοιογενής και δεν κυριαρχείται από ανομοιογένειες και ανισοτροπίες. Αν και ο αριθμός των χαρακτηριστικών δομών και των κέντρων που εντοπίστηκαν για το ανατολικό ημισφαίριο είναι μικρότερος από τον αριθμό που προσδιορίστηκε για το δυτικό ημισφαίριο, το ποσοστό των δομών που σχετίζονται με ένα συγκεκριμένο κέντρο είναι παρόμοιο. Επιπλέον, η τεκτονική ιστορία για το ανατολικό ημισφαίριο φαίνεται πιο σύνθετη σε περιφερειακό επίπεδο, κυριαρχείται από μεμονωμένα κέντρα συμπίεσης, ενώ στο δυτικό ημισφαίριο κυριαρχείται ο εκτατικός τεκτονισμός του Tharsis.

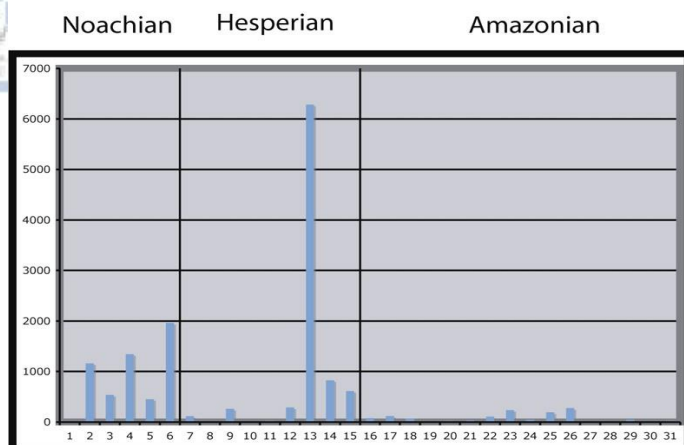
Η σχετική ηλικία χρονολόγησης των συμπίεστικών χαρακτηριστικών, λόγω αβεβαιότητας στις στρωματογραφικές σχέσεις των ράχων, είναι προβληματική (π.χ., είναι δύσκολο να προσδιοριστεί αν παραμορφώνεται μια ράχη ή να ενσωματώνεται με υλικά σε χαμηλότερες εικόνες ανάλυσης Viking). Προηγούμενες μελέτες σχετικά με τη χρονολόγηση του συμπίεστικού ιστορικού του Άρη έχουν προσδιορίσει την εποχή της παγκόσμιας συμπίεσης κατά το Α. Νοάχιο έως το Α. Εσπέριο. Η μελέτη από τους Tanaka et al. (2005) υποδηλώνει πιθανή ύπαρξη ραχών του Κ. Αμαζονίου στις βόρειες πεδιάδες. Οι ράχες ηλικίας Εσπερίου συνδέονται με τα κέντρα της Hadriaca / Tyrrhena-Hellas και Isidis-Syrtis. Είναι ενδιαφέρον να σημειωθεί ότι η πλειοψηφία των ράχων που χρονολογούνται στο Νοάχιο εδώ, σχετίζονταν με το κέντρο της Arabia Terra και μπορεί να περιορίσουν την ηλικία αυτού του κέντρου.

Παρόμοια με τη μελέτη του δυτικού ημισφαιρίου του Άρη κατά Anderson et al. (2001), οι σχετικές ηλικίες των ανατολικών χαρακτηριστικών επέκτασης (λεκάνες) βασίστηκαν σε στρωματογραφικές και οριζόντιες σχέσεις εντός του καθιερωμένου στρωματογραφικού πλαισίου. Στον **Error! Reference source not found.**, μπορούν να αναγνωριστούν διάφοροι πληθυσμοί δομών συνδεδεμένων με επέκταση:

- οι δομές που συνδέονται με τον σχηματισμό των περιοχών Arabia Terra, Isidis-Syrtis και σε μικρότερο βαθμό της περιοχής Hadriaca-Tyrrhena (Hellas) κατά τη διάρκεια του Νοαχίου για τους αριθμούς των χαρακτηριστικών επέκτασης που σχετίζονται με κάθε κέντρο και
- τα οι δομές έκτασης που σχετίζονται με το σχηματισμό του Elysium, που κυριαρχεί στην περίοδο του Αμαζονίου.



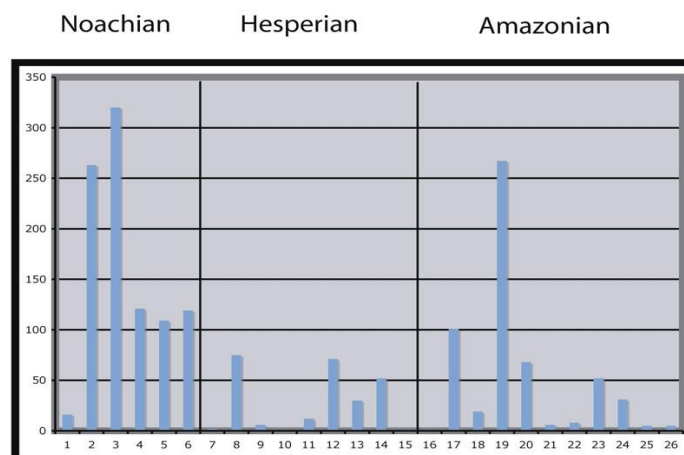
A Eastern Hemisphere Ridges



Key to Stratigraphic Units for Ridges (A)

Noachian	Hesperian	Amazonian
1 Nplh	8 Hnsh	23 Aps
2 Npl1	9 Hnu	24 Ah5
3 Npl2	10 Hch	25 Apk
4 Npld	11 Hcht	26 Ael1
5 Nple	12 Hpl3	27 Ael2
6 Nplr	13 Hr	28 Amm
7 Nh1	14 Hs	29 Aml
	15 Hvr	30 Ahpe
	16 Hvm	31 As
	17 Hh2	
	18 Hh3	
	19 Hvg	
	20 Hvk	
	21 Hplm	
	22 Had	

B Eastern Hemisphere Faults



Key to Stratigraphic Units for Faults (B)

Noachian	Hesperian	Amazonian
1 Nplh	8 Hnu	17 Aps
2 Npl1	9 Hch	18 Apk
3 Npl2	10 Hcht	19 Ael1
4 Npld	11 Hpl3	20 Ael2
5 Nple	12 Hr	21 Ahat
6 Nplr	13 Hs	22 Ael4
7 Nh1	14 Hvp	23 Ael3
	15 Hvg	24 Aml
	16 Hvk	25 Aha
		26 Ahpe

Πίνακας III: Ιστογράμματα που δείχνει: Α. τον αριθμό των ρηγμάτων του ανατολικού ημισφαιρίου κατά Greeley and Guest (1987). Δύο πληθυσμοί εκτατικών δομών μπορούν να αναγνωριστούν: 1. Εκτατικές δομές (με μέγιστο το ΑΤ) που σχετίζονται με τον σχηματισμό της Arabia Terra και της περιοχής Isidis-Syrtis, και της μικρότερης επέκτασης της περιοχής Hadriaca-Tyrrhena (Hellas) στο Νοάχιο, και 2. Εκτατικές δομές που σχετίζονται με τον σχηματισμό του Elysium, που κυριαρχεί στο Αμαζόνιο. Β. τον αριθμό των ανατολικών ράχων κατά Greeley and Guest (1987), ηλικίας Εσπερίου με ένα μικρότερο μέγιστο στο Νοάχιο στις ράχες κυρίως της Arabia Terra, κατά Anderson et al. (2008).

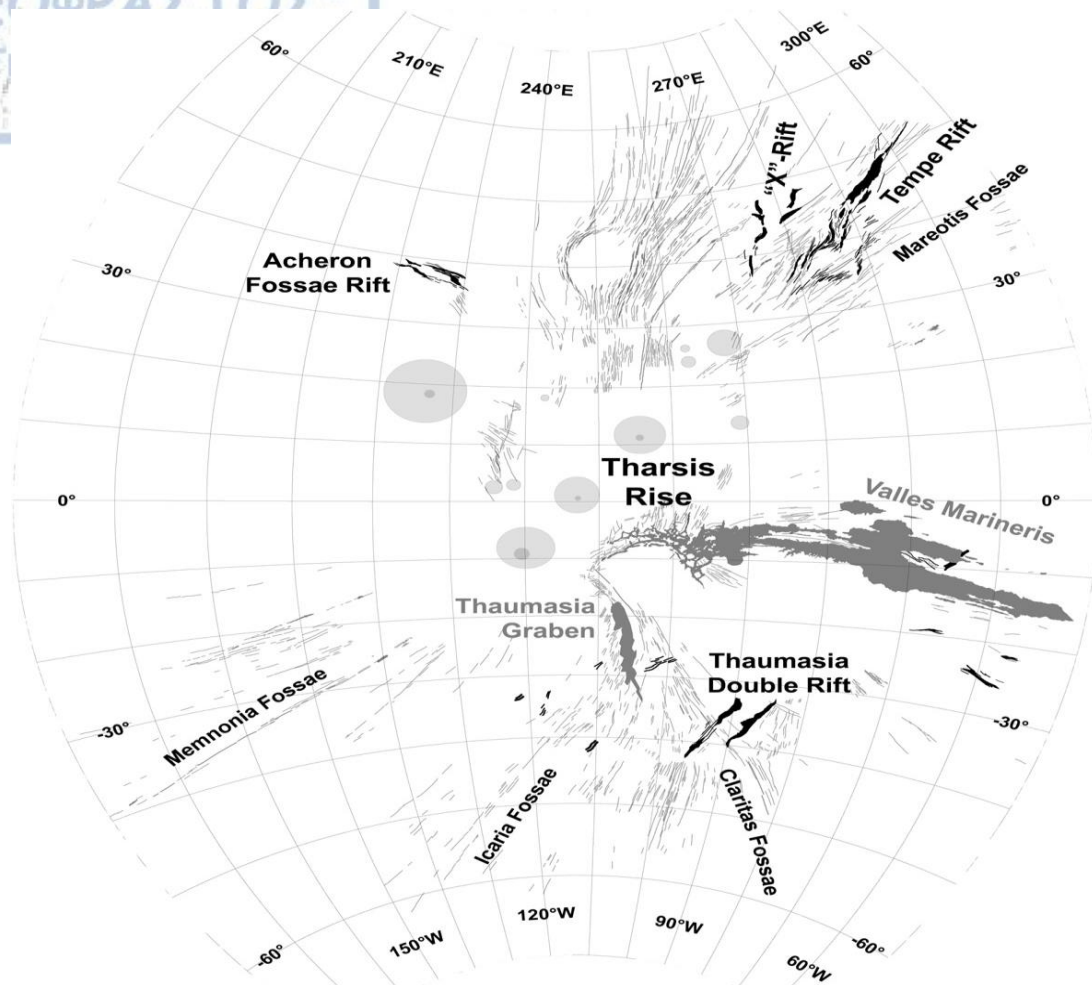
Το ανατολικό ημισφαίριο του Άρη εμφανίζεται ιδιαίτερο και πιο περίπλοκο από το δυτικό ημισφαίριο στην παλαιοτεκτονική του έκφραση, όπου τα περιφερειακά κέντρα Elysium και Hadriaca / Tyrrhena, Isidis-Syrtis και Arabia Terra αναφέρονται σε σύγκριση με το κυρίαρχο συγκρότημα του Tharsis του δυτικού ημισφαιρίου. . Θα πρέπει, ωστόσο, να σημειωθεί εδώ ότι όπως και στη μελέτη των Anderson et al. (2001) του δυτικού ημισφαιρίου, έτσι και στη περίπτωση του ανατολικού ημισφαιρίου κατά Anderson et al. (2008), κάθε ημισφαίριο αντιμετωπίστηκε ξεχωριστά χωρίς καμία επίδραση από τα κέντρα στο αντίθετο ημισφαίριο. Η έρευνα αυτή έδειξε, συνοπτικά, δυο σημαντικές διαφορές σε σχέση με το δυτικό ημισφαίριο:

1. Συμπιεστική τεκτονική κυριαρχούσε στο ανατολικό ημισφαίριο ιδιαίτερα και τη διάρκεια του Εσπερίου, με λιγότερη εκδήλωση εκτατικής τεκτονικής δράσης αργότερα κατά το Α. Νοάχιο με Μέσο έως Άνω Αμαζόνιο.
2. Το ανατολικό ημισφαίριο είναι πιο περίπλοκο τοπικά από το δυτικό με παραμόρφωση που συνδέεται με τα τοπικά κέντρα Elysium, Hadriaca/Tyrrhena, Isidis– Syrtis, και Arabia Terra, σε αντίθεση με το δυτικό, στο οποίο κυριαρχεί το σύστημα του Tharsis.

2.3.3 ΣΥΝΤΟΜΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΔΟΜΩΝ ΕΚΤΑΣΗΣ

Στη Γη, η έκταση του φλοιού είναι ένα κοινό φαινόμενο και συμβαίνει σε μια ποικιλία τεκτονικών καταστάσεων, με αποτέλεσμα τη δημιουργία τεκτονικών δομών όπως ρήγματα, διαρρήξεις και φλέβες. Ο Άρης είναι ένας πλανήτης μιας πλάκας και δεν παρουσιάζει στοιχεία για τεκτονική των πλακών. Τα πιο διαδεδομένα χαρακτηριστικά επέκτασης στον Άρη είναι σύνολα μακρών και στενών λεκανών με μεγάλη απόσταση και πολύ υψηλές αναλογίες διαστάσεων μήκους προς πλάτος (μήκη μεγαλύτερα από 100km, πλάτη περίπου 10 km), τα περισσότερα από τα οποία είναι προσανατολισμένα σε ένα μοτίβο ακτινωτό ως προς το Tharsis. Ενώ αυτές οι μακριές και στενές λεκάνες έχουν συχνά περιγραφεί ως «απλές», με βάση τη μορφολογία τους, θεωρείται τώρα ότι αντιπροσωπεύουν μια πιο σύνθετη γεωμετρία της επιφανείας (Schultz et al., 2007). Λεκάνες με μια παρόμοια μορφολογία, αλλά μεγαλύτερες διαστάσεις μπορούν να παρατηρηθούν και αλλού στον Άρη. Παραδείγματα είναι το Nili Fossae στην περιφέρεια της λεκάνης πρόσκρουσης Isidis ή το Cerberus Fossae στη νοτιοανατολική ηφαιστειακή επαρχία Elysium.

Ωστόσο, μερικές δομές έκτασης στον Άρη παρουσιάζουν μια ξεκάθαρα διαφορετική μορφολογία. Έχουν πλάτος από δεκάδες έως εκατοντάδες χιλιόμετρα και μήκος από εκατοντάδες χιλιόμετρα. Χαρακτηρίζονται από πολλά ρήγματα των ορίων τους και βαθιές, διερρηγμένες επιφάνειες. Τέτοιες πολύπλοκες λεκάνες, που βρίσκονται στην περιοχή Claritas, στο Tempe Terra, στα Thaumasia Highlands και στην περιοχή Acheron Fossae, έχουν περιγραφεί ως **rifts** με βάση τις εικόνες Viking Orbiter. Το Valles Marineris είναι ένα σύστημα περισσότερο ή λιγότερο γραμμικών βυθισμάτων που φαίνεται ότι έχουν σχηματιστεί, τουλάχιστον εν μέρει, ως ανταπόκριση στις εκτατικές τάσεις. Όλα αυτά τα μεγάλα συστήματα επέκτασης βρίσκονται στην περιφέρεια του Tharsis. (Εικόνα 14)

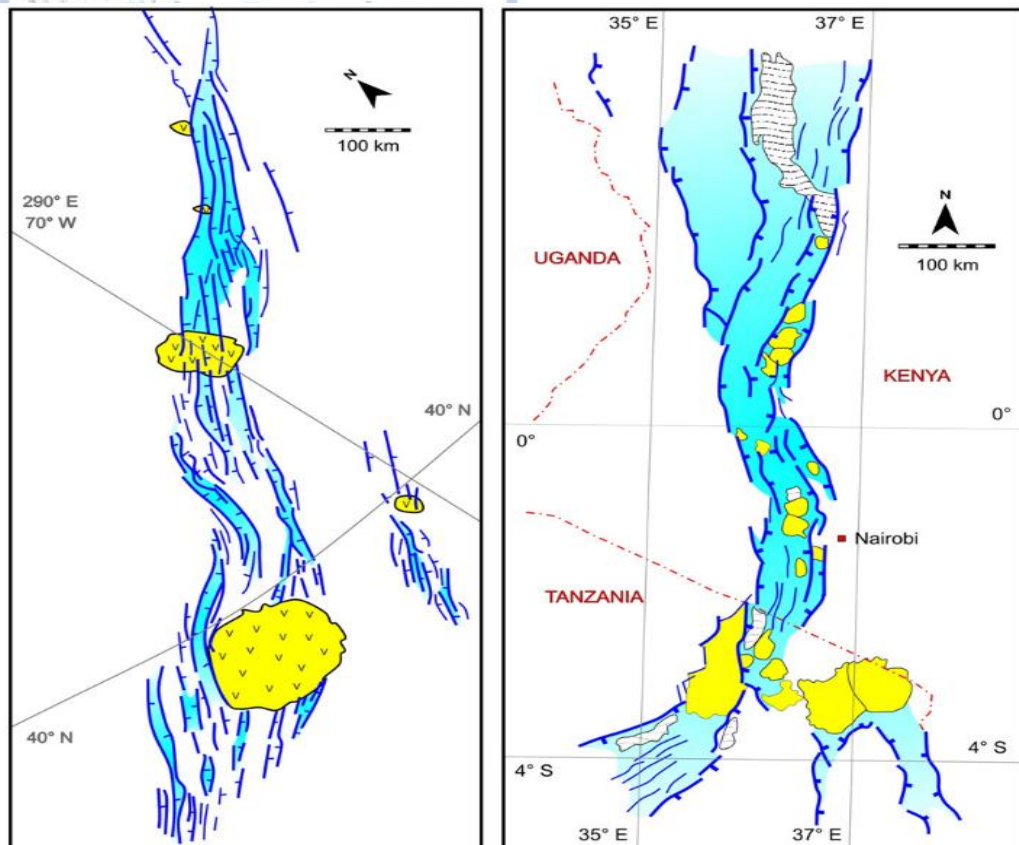


Εικόνα 14: Απλοποιημένος τεκτονικός χάρτης των εκτατικών τάσεων στη περιοχή του Tharsis, σε στερεογραφική προβολή. Τα rifts δηλώνονται με έντονες μαύρες περιοχές, συστήματα τεκτονικών λεκανών σημειώνονται με λεπτές γκρι γραμμές. Με σκίαση εμφανίζονται τα συστήματα Valles Marineris και το εκτατικό σύστημα στη δυτική περιοχή Thaumasia. (Hauber et al., 2009).

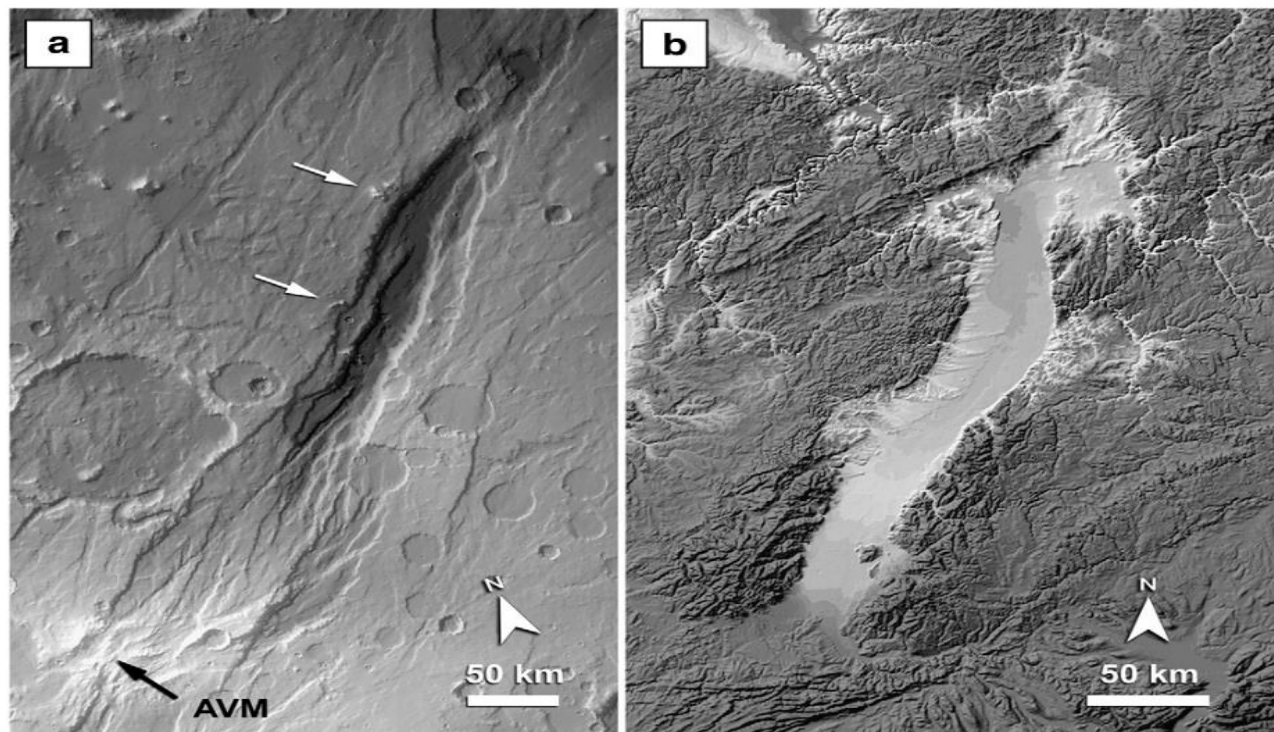
2.3.4 Διαστάσεις

Οι εκτεταμένες δομές που μελετήθηκαν στη μελέτη των Hauber et al. (2010) είναι μεγάλες τεκτονικές δομές, με πλάτη μέχρι και αρκετές εκατοντάδες χιλιόμετρα, μήκη $N > 1000$ km και βάθη εκατοντάδων έως χιλιάδων μέτρων. Οι ρωγμές είναι προεξέχοντες χώροι και οι διαστάσεις τους είναι απολύτως συγκρίσιμες με εκείνες των χερσαίων θραυσμάτων της ηπειρωτικής Ευρώπης (Εικόνες Εικόνα 15 Εικόνα 16). Συγκεκριμένα, το τυπικό πλάτος των ρωγμών στον Άρη (~ 50 km) είναι ουσιαστικά πανομοιότυπο με εκείνο των χερσαίων ηπειρωτικών διαρρήξεων όπως αυτά της Κένυας και του Ρίο Γκράντε.

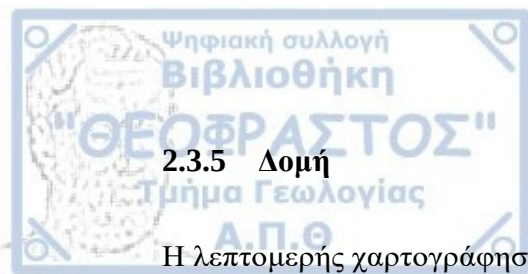
Η ομοιότητα των διαρρήξεων στον Άρη και στη Γη, πάντως, ξεπερνά τη μία μόνο διάσταση και επεκτείνεται και σε στοιχεία τεκτονικής γεωλογίας που είναι μικρότερης κλίμακας.



Εικόνα 15:
Σύγκριση μεταξύ
του Temp Fossae
Rift και του Kenya
Rift (μεγάλα
ρήγματα: μπλε
γραμμές, λεκάνες
των ρηγμάτων:
μπλε σκιάσεις,
ηφαίστεια: κίτρινες
σκιάσεις. Οι
διαστάσεις των
ρηγμάτων είναι
παρόμοιες, όμως η
ηφαιστειότητα είναι
πιο εκτεταμένη στην
περίπτωση της
Κένυας (κατά
Hauber et al.
2010).



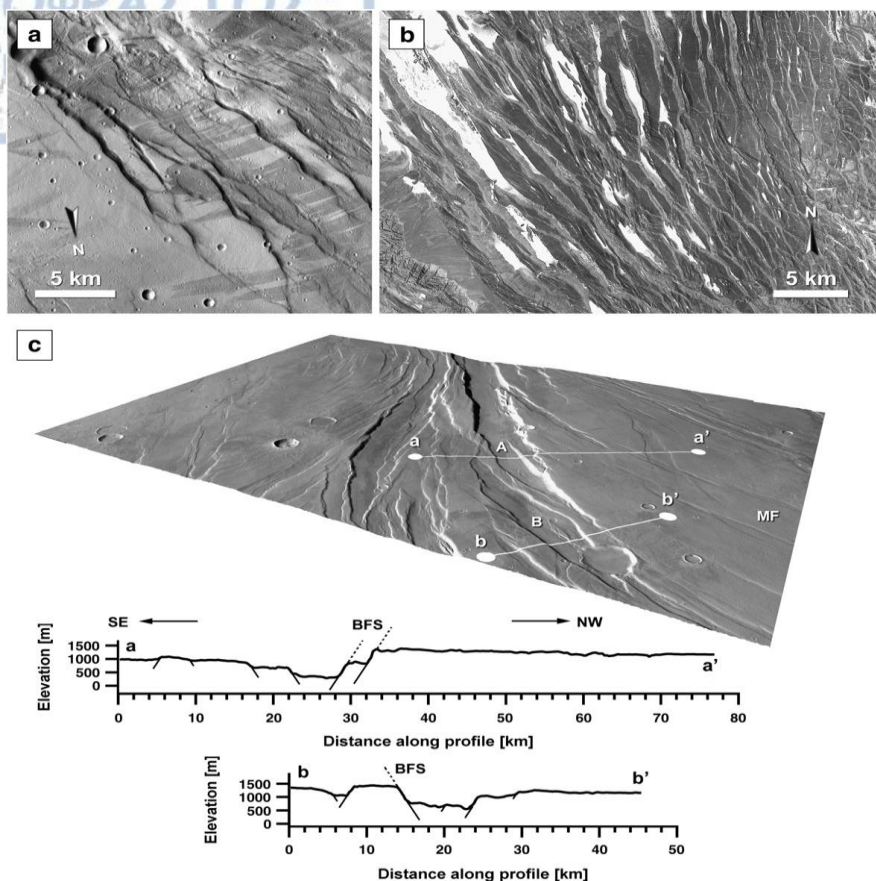
Εικόνα 16: Σύγκριση τοπογραφίας τεκτονικής λεκάνης. (α) Βορειο-ανατολικό τμήμα του Temp Fossae. Πιθανά μικρά ηφαίστεια στο βορειοδυτικό τμήμα δηλώνονται με άσπρα βέλη. Ένας αρχαίος ορεινός όγκος βρίσκεται στον άξονα του ρήγματος στα Νοτιοδυτικά (AVM). (b) Oberrheingraben (Γερμανία/Γαλλία) τμήμα του Ευρωπαϊκού συστήματος ρηγμάτων του Καινοζωικού. Αξιοσημείωτη είναι η ομοιότητα μεταξύ των δύο λεκανών όσον αφορά το σχήμα και το μέγεθός τους (κατά Hauber et al. 2010).



2.3.5 Δομή

Η λεπτομερής χαρτογράφηση των διαρρήξεων (rifts) του Άρη αποκαλύπτει ότι έχουν κοινά βασικά χαρακτηριστικά όσον αφορά τη τεκτονική τους γεωλογία. Όλα τα ρήγματα αποτελούνται από μεμονωμένα τμήματα. Τα τμήματα μέσα σε ένα δεδομένο ρήγμα διακρίνονται από την τοπογραφική τους έκφραση, τη δομή τους, και κατά περίπτωση από τον προσανατολισμό τους. Η διάρρηξη Tempe Fossae αλλάζει συστηματικά το στυλ της από τα βορειοανατολικά προς τα νοτιοδυτικά. Μια καλά καθορισμένη, στενή και βαθιά κεντρική ρηξιγενής κοιλάδα κυριαρχεί στο βορειοανατολικό τμήμα, ενώ στην νοτιοδυτική επικρατούν πολλές μικρές καμπυλωτές λεκάνες. Κατά αναλογία με την Γη, αυτό θα μπορούσε να ερμηνευτεί ως η δομική απόκριση σε μια λέπτυνση του επηρεασμένου ελαστικού πάχους της λιθόσφαιρας προς το Tharsis κατά τον χρόνο της ρήξης, αλλά αυτό δεν μπορεί να επιβεβαιωθεί από τα σημερινά δεδομένα όπως της τοπογραφίας και της βαρύτητας. Επιπλέον, οι σχέσεις κλιμάκωσης των ρηγμάτων και, κατά συνέπεια, το στυλ παραμορφώσεως φαίνεται να δείχνουν ότι το πάχος του μηχανικού στρώματος στη ρήξη στο Tempe Fossae αυξάνεται προς τα νοτιοδυτικά (Fernández και Anguita, 2007). Έχει αποδειχθεί ότι η κατεύθυνση βύθισης των λεκανών και η θέση του κύριου συστήματος ρηγμάτων αλλάζει από λεκάνη σε λεκάνη κατά μήκος της διεύθυνσης των διαρρήξεων (Hauber and Kronberg, 2001, 2005). Αυτή η ασυμμετρία στις τομές των λεκανών διάρρηξης του Άρη μοιάζει με την ασυμμετρία των ημί- λεκανών στα Γήινα ρήγματα. Η ασυμμετρία είναι ένα από τα βασικά δομικά χαρακτηριστικά των ηπειρωτικών διαρρήξεων. Η ανάπτυξη των ασυμμετριών στην εξέλιξη των διαρρήξεων με το βάθος επεξηγήθηκε από τους Scholz και Contreras (1998) με ένα απλό μηχανικό μοντέλο, με ένα από τα δύο ρήγματα να κλειδώνεται από το άλλο, το οποίο γίνεται το όριο του κύριου ρήγματος μιας ασύμμετρης λεκάνης. Οι ασύμμετρες διατομές πολλών λεκανών απορροής στον Άρη ερμηνεύονται εδώ με τον ίδιο τρόπο. Οι θέσεις όπου η μετατόπιση από ένα σύστημα κύριων ρηγμάτων μεταφέρεται στο παρακείμενο κύριο σύστημα ρηγμάτων στην άλλη πλευρά της ρήξης ονομάζονται ζώνες μεταφοράς ή διαμονής. Χαρακτηρίζονται από σύνθετα σχήματα δυσλειτουργίας και μπορούν να είναι τοπογραφικά χαμηλά ή υψηλά ("περιοχές χαμηλού αναγλύφου" και "υψηλού αναγλύφου", κατά τον Rosendahl, 1987). Παρόμοιες ζώνες παρατηρούνται στον Άρη (Εικόνα 17). Δύο λεκάνες με πλάτος 8 και 11,5 km, αντίστοιχα, χωρίζονται από μια ζώνη υψηλής τοπογραφίας. Αυτή η ζώνη έχει μια ρηγματωμένη επιφάνεια και τάσεις που δημιουργούν οξεία γωνία με την κύρια τάση που προκαλεί την διάρρηξη. Η τάση της ανυψωμένης ζώνης είναι παράλληλη με εκείνη ενός συνόλου μακριών και στενών λεκανών που διασχίζουν τη ρήξη.

Αξίζει εδώ να σημειωθεί, ότι στις λεκάνες διάρρηξης του Άρη, δεν εμφανίζονται σειρές ιζημάτων, σε αντίθεση με τις λεκάνες διάρρηξης στη Γη οι οποίες περιέχουν σημαντικούς όγκους ιζημάτων. Η έλλειψη παρατηρήσιμων ιζημάτων στις ρηξιγενείς λεκάνες είναι αινιγματική, ιδιαίτερα καθώς ο σχηματισμός τους συνέβαινε σε μια εποχή της ιστορίας του Άρη, όπου η φαινομενική δραστηριότητα ήταν ακόμα σημαντική. Δεν έχουμε ικανοποιητική εξήγηση για την έλλειψη ιζηματογενών αποθέσεων στις λεκάνες των ρωγμών, αν και πολλές υποθέσεις έχουν ειπωθεί.



Εικόνα 17:
Σύγκριση
ρηγμάτωσης από
διαρρήξεις (a) σειρά
κανονικών
ρηγμάτων στο
Tempe Fossae. (b)
ανάστροφα ρήγματα
στην περιοχή Afar.
(c) προοπτική
απεικόνιση (Βορράς
κάτω δεξιά) του
νοτιοδυτικού
τμήματος του
Tempe Fossae. Δύο
λεκάνες A και B
διαχωρίζονται από
στενή ζώνη υψηλού
αναγλύφου.
Τοπογραφικές
περιοχές μεταξύ των
λεκανών
παρουσιάζουν
ασύμμετρες
γεωμετρίες με
αλλαγές διεύθυνσης
βύθισης και
προσανατολισμού.
(Hauber et al., 2009)

Με βάση τα παραπάνω στοιχεία, οι Hauber et al. (2009) κατέληξαν συνοπτικά στα εξής συμπεράσματα, σχετικά με τις εκτατικές δομές που παρατηρούνται στον Άρη:

Τα συστήματα μεγάλων τεκτονικών δομών έκτασης στον Άρη ερμηνεύονται ως διαρρήξεις. Αυτή η ερμηνεία βασίζεται στις διαστάσεις τους, στη τεκτονική γεωλογία (τμηματοποίηση, ασύμμετρες διασταυρώσεις των δομών, μεταβαλλόμενη γεωμετρία των ρηξιγενών λεκανών, γεωμετρικές ρηγμάτων) και η συσχέτιση με τις ηφαιστειογενείς μορφές. Χρησιμοποιώντας τον ορισμό του Ebinger και Hayward (1996) οι διαρρήξεις χαρακτηρίζονται ως «τοπογραφική ταπείνωση που οριοθετείται από ένα ή περισσότερα συστήματα ρηγμάτων (περιθωριακά ρήγματα) που εκτείνονται από μια ζώνη ανύψωσης σε σχέση με το ανάγλυφο μακριά από τη λεκάνη ρωγμών και οριοθετούνται από μια ζώνη ρηγμάτων ή / και εκρηκτικών ηφαιστειακών κέντρων που διασχίζουν την ρηξιγενή κοιλάδα ».

Οι μετρήσεις των γεωλογικών σχηματισμών του πυθμένα των κρατήρων που σχετίζονται με τις διαρρήξεις υποδηλώνουν ότι οι ρωγμές στον Άρη είναι ηλικίας από 4.0 έως 3.5 Ga. Η μοντελοποίηση της ανύψωσης των λεκανών, την αποδίδει σε θερμικές ροές που εκδηλώνονται κατά την διάρρηξη.

2.4 Βιβλιογραφία

Anderson, R. C., Dohm, J. M., Golombek, M. P., Haldemann, A. F. C., Franklin, B. J., Tanaka, K. L., Peer, B. (2001). Primary centers and secondary concentrations of



tectonic activity through time in the western hemisphere of Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 106(E9), 20563–20585.
<https://doi.org/10.1029/2000JE001278>

- Anderson, R. C., Dohm, J. M., Haldemann, A. F. C., Pouders, E., Golombek, M., & Castano, A. (2008). Centers of tectonic activity in the eastern hemisphere of Mars. *Icarus*, 195(2), 537–546. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2007.12.027>
- Carr, M. H., & Head, J. W. (2010). Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3–4), 185–203. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.042>
- Flamini, E., Ori, G. G., di Pippo, S., & Osinsky, G. (2009). Exploring Mars and its terrestrial analogues. *Planetary and Space Science*, 57(5–6), 509.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.02.004>
- Hauber, E., Grott, M., & Kronberg, P. (2010a). Martian rifts: Structural geology and geophysics. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3), 393–410.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.005>
- Hauber, E., Grott, M., & Kronberg, P. (2010c). Martian rifts: Structural geology and geophysics. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3–4), 393–410.
<https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2009.11.005>
- Karasözen, E. (n.d.). *THE FORMATION MECHANISM OF SOUTH THARSIS RIDGE BELT , MARS*.
- Karasozen, E., Andrews-Hanna, J., Dohm, J., & Anderson, R. (2012). The formation mechanism of the south Tharsis Ridge belt, Mars. *Lunar and Planetary*.
- Lefort, A., Burr, D. M., Nimmo, F., & Jacobsen, R. E. (2014). Channel slope reversal near the Martian dichotomy boundary: Testing tectonic hypotheses. *Geomorphology*, 240, 121–136.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.028>
- Mangold, N., Allemand, P., Thomas, P. G., & Vidal, G. (2000). Chronology of compressional deformation on Mars: evidence for a single and global origin. *Planetary and Space Science*, 48(12–14), 1201–1211.
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00104-5](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00104-5)
- Márquez, Á., Fernández, C., Anguita, F., Farelo, A., Anguita, J., & de la Casa, M. Á. (2004). New evidence for a volcanically, tectonically, and climatically active Mars. *Icarus*, 172(2), 573–581. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.07.015>
- Mocquet, A., & Menvielle, M. (2000). Complementarity of seismological and electromagnetic sounding methods for constraining the structure of the Martian mantle. *Planetary and Space Science*, 48(12–14), 1249–1260.
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00107-0](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00107-0)
- Mueller, K., & Golombek, M. (2004). Compressional Structures on Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 435–464.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120553>
- Nahm, A. L., & Schultz, R. A. (2011). Magnitude of global contraction on Mars from

analysis of surface faults: Implications for martian thermal history. *Icarus*, 211(1), 389–400. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.11.003>

Watters, T. R., Schultz, R. A., & Robinson, M. S. (2000). Displacement-Length Relations of Thrust Faults Associated with Lobate Scarps on Mercury and Mars: Comparison with images camera orientations and improved geometric rectification. *Geophysical Research Letters*, 27(22), 3659–3662. <https://doi.org/10.1029/2000GL011554>

Zuber, M. T. (2001). The crust and mantle of Mars Maria. *Nature*, 412(6843), 220–227. <https://doi.org/10.1038/35084163>

Watters, T. R. (1993). Compressional tectonism on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 98(E9), 17049. <https://doi.org/10.1029/93JE01138>

Lodders, K., & Fegley, B. (1997). An oxygen isotope model for the composition of Mars. *Icarus*. <https://doi.org/10.1006/icar.1996.5653>

Nahm, A. L., and R. A. Schultz (2011), Magnitude of global contraction on Mars from analysis of surface faults: Implications for Martian thermal history, *Icarus*, 211, 389–400, doi:10.1016/j.icarus.2010.11.003.

Schultz, R. A., Multiple process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars, *Planet. Space. Sci.*, 46, 827-834, 1998

Andrews-Hanna, J.C., Zuber, M.T., Banerdt, B., 2008. The Borealis basin and the origin of the Martian crustal dichotomy. *Nature* 453, 1212–1215.

Hauber, E., Kronberg, P., 2001. Tempe Fossae, Mars: A planetary analogon to a terrestrial continental rift? *J. Geophys. Res.* 106, 165–194.

Hauber, E., Kronberg, P., 2005. The large Thaumasia graben on Mars: Is it a rift? *J. Geophys. Res.* 110. E07003.

Hauck II, S.A., Solomon, S.C., Phillips, R.J., 2003. Potential sources of Hesperian contractional tectonics on Mars. *Lunar Planet. Sci.* XXXIV. Abstract 1667.

Frey, H., Thermal history and climatic implications of early Hesperian ages for presumed Noachian age volcanic flows on Mars (abstract), *Lunar Planet. Sci. Cod.* XXIII. 385-386.1992.

Knapmeyer, M., Oberst, J., Hauber, E., Wählisch, M., Deuchler, C., Wagner, R., 2006. Working models for spatial distribution and level of Mars' seismicity. *J. Geophys. Res.* 111. doi:10.1029/2006JE002708.

Knapmeyer, M., Schneider, S., Misun, M., Wählisch, M., Hauber, E., 2008. An extended global inventory of Mars Surface Faults [abs.], vol. 10, European Geophysical Union General Assembly: Vienna, Austria, European Geophysical Union.

Fernández, C., Anguita, F., 2007. Oblique rifting at Tempe Fossae, Mars. *J. Geophys. Res.* 112. doi:10.1029/2007JE002889 CiteID E09007.

Hauber, E., Gwinner, K., Kleinhans, M., Reiss, D., di Achille, G., Ori, G.-G., Scholten, F., Marinangeli, L., Jaumann, R., Neukum, G., 2009. Sedimentary deposits in Xanthe Terra: implications for the ancient climate on Mars. *Planet. Space Sci.* 57, 944–957.

Rosendahl, B.R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 15, 445–503.

Schultz, R.A., Moore, J.M., Grosfils, E.B., Tanaka, K.L., Mège, D., 2007. The Canyonland model for planetary grabens: revised physical basis and interpretation. In: Chapman, M. (Ed.), *The Geology of Mars*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 371–399.

Dreibus, G. & Wanke, H. Mars: a volatile-rich planet. *Meteoritics* 20, 367–382 (1985).

Schubert G., S.C. Solomon, D.L. Turcotte, M.J. Drake, and N.H. Slee. Origin and thermal evolution of Mars, in *Mars*, edited by HXieffer, Jakosky. C. Snyder and M. Matthews, pp. 147-183, University of Arizona Press, Tucson, 1993

Stevenson, D.J., and S.S. Bittker, Why existing terrestrial planet thermal history calculations should not be believed (and what to do about it), *Lunar Planet. Sci.* XX, 515-516,1990.

Greeley, R., and B.D. Schneid. Magma generation on Mars: Amounts. Rates and comparisons with Earth, Moon, and Venus. *Science*, 254,996-998.1991.

Scott D.H.. and J.M. Dohm. Faults and ridges: Historical development in Tempe Terra and Ulysses Patera regions of Mars, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*,20th,503-513,1990

Scott, D.H., and K.L. Tanaka, Geologic map of the western equatorial region of Mars, scale 1:15,000,000, U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map, I-1802-A,1986

Tanaka, K.L., N.K. Isbell, D.H. Scott, R. Greeley and J.E. Guest, The resurfacing history of Mars: A synthesis of digitized, Viking-based geology, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 18th, 665-678, 1988.

Tanaka, K.L., U.P. Golomuek, and W.B. Banerdt, Reconciliation of stress and structural histories of the Tharsis region of Mars, *J. Geophys. Res.*, 96, 15,617-15,633,1991.

Chicarro, A.F., Schultz, P.H., Masson, P., 1985. Global and regional ridge patterns on Mars. *Icarus* 63, 153–174.

Tanaka, K.L., Skinner, J.A., Hare, T.M., 2005. Geologic map of the northern plains of Mars. USGS Misc. Sci. Inv. Map 2888, scale 1:15,000,000.

Allemand, P., Thomas, P.G., 1995. Localization of Martian ridges by impact craters: Mechanical and chronological implications. *J. Geophys. Res.* 100 (E2), 3251-3262.

Schubert, G., Solomon, S.C., Turcotte, D.L., Drake, M.J., Sleep, N.H., 1992. Origin and thermal evolution of Mars. In: Snyder, C.W., Kie_er, H.H., Jakosky, B.M., Matthew, M.S. (Eds.), *Mars*. The University of Arizona Press, Tucson, pp. 147-183.

Tanaka, K.L., 1997. Sedimentary history and mass ow structures of Chryse and Acidalia Planitia, Mars. *J. Geophys. Res.* 102 (E2), 4131-4149.

Schubert, G., Spohn, T., 1990. Thermal history of Mars and the sulfur content of its core. *J. Geophys. Res.* 95, 14,095-14,014.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΑΦΡΟΔΙΤΗ

Από το 1990, γίνεται προσπάθεια επεξεργασίας των μοντέλων τοπικών, περιφερειακών και παγκόσμιων στρωματογραφικών ακολουθιών των γεωλογικών μονάδων της Αφροδίτης, με σκοπό την κατανόηση της γεωλογικής της ιστορίας. Το στοιχείο που εμφανίζεται από τις φωτογραφίες που αποκτήθηκαν από το Magellan και τις χαρτογραφίες της επιφάνειας της Αφροδίτης, που αναφέρονται σε ένα μεγάλο μέρος του πλανήτη, δείχνουν περιορισμένο αριθμό μονάδων με συγκεκριμένες μορφολογίες. Αυτές οι μονάδες εμφανίζουν συνήθως ξεκάθαρες σχέσεις εγκάρσιας τομής και επικάλυψης, έτσι ώστε η σχετική ακολουθία ηλικιών τους να μπορεί να καθοριστεί αξιόπιστα. Οι παρατηρήσεις και η φωτογεωλογική χαρτογράφηση σε πολλές περιοχές της Αφροδίτης, που καλύπτουν συνολικά περίπου το 30% της επιφάνειας, σε συνδυασμό με παρατηρήσεις και αποτελέσματα χαρτογράφησης διάφορων εργασιών, δείχνουν ότι η ακολουθία των μονάδων και συνεπώς η σχετική χρονική αλληλουχία των αντίστοιχων γεωλογικών γεγονότων, είναι γενικά η ίδια σχεδόν σε όλες τις ευρέως διανεμημένες περιοχές που μελετήσαμε στην Αφροδίτη. Στη συνέχεια εξετάζονται αρκετές εναλλακτικές εξηγήσεις για τις παρατηρούμενες ακολουθίες:

- (1) παρόμοιες γεωλογικές μονάδες της ακολουθίας αντιστοιχούν σε μια τυπική ακολουθία γεωλογικών συμβάντων που συνέβησαν σε διαφορετικές περιοχές του πλανήτη σε διαφορετικούς χρόνους.
- (2) τα γεωλογικά γεγονότα που σχημάτισαν παρόμοιες μονάδες σε διαφορετικές περιοχές του πλανήτη εμφανίστηκαν γενικά συγχρόνως γύρω από τον πλανήτη, έτσι ώστε η καθιερωμένη ακολουθία των γεγονότων αντιπροσωπεύει γενικές αλλαγές στο γεωλογικό ιστορικό της Αφροδίτης που αναγνωρίζεται μορφολογικά.
- (3) η πραγματική εξήγηση συνδυάζει τις δύο προηγούμενες εξηγήσεις.

3.1 ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΔΟΜΕΣ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ

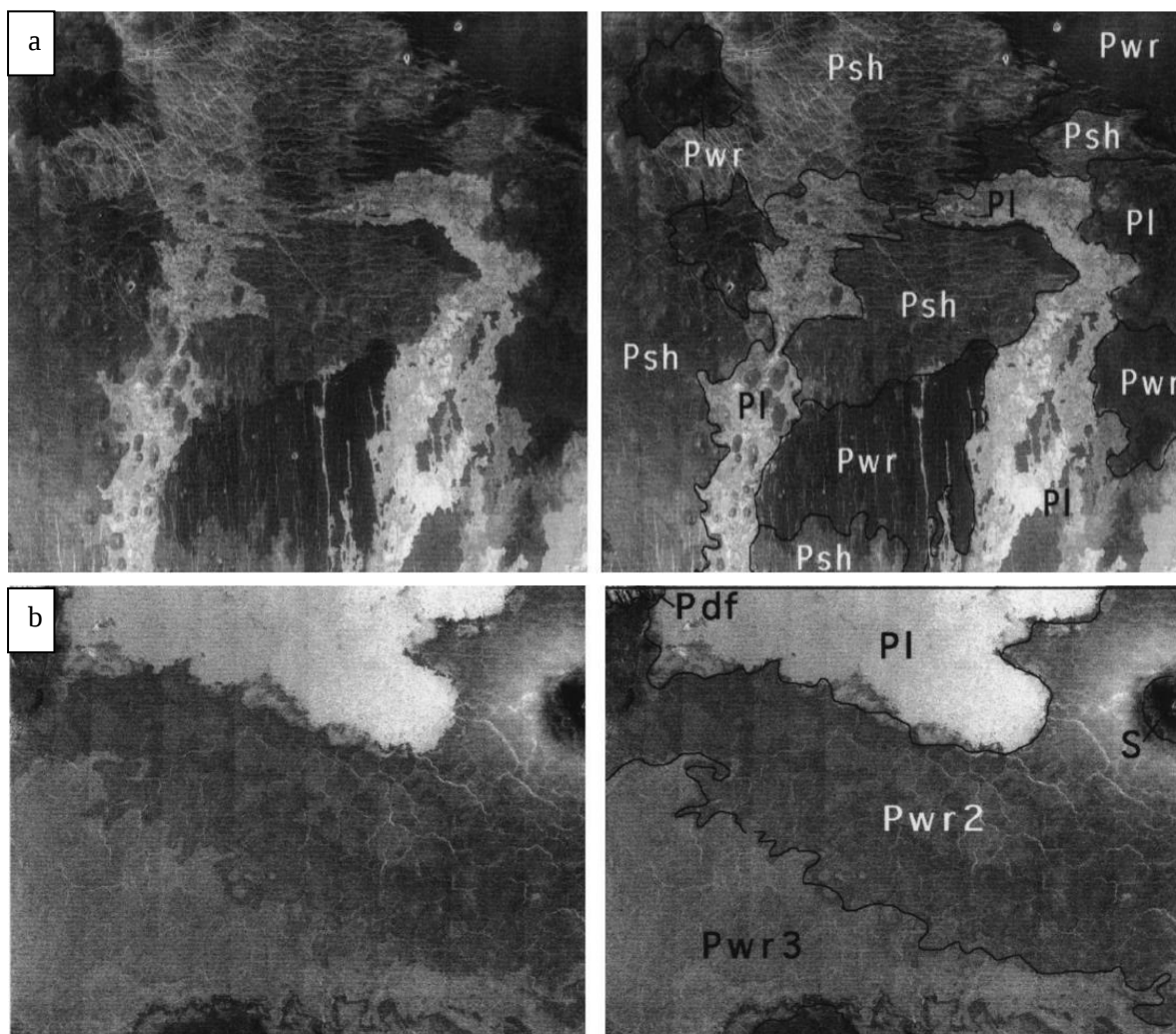
Με βάση την φωτογεωλογική ανάλυση των εικόνων που συλλέχθηκαν, έγινε η χαρτογράφηση της επιφάνειας της Αφροδίτης, όπως ήδη αναφέραμε. Το σημαντικότερο στην ανάλυση αυτή είναι η μελέτη των σχέσεων επαφής μεταξύ των 11 μονάδων που εμφανίστηκαν και οι οποίες περιγράφονται στη συνέχεια. Οι οκτώ από αυτές είναι γεωλογικές/ στρωματογραφικές μονάδες με μάλλον ξεκάθαρα όρια και ορισμένες ηλικιακές σχέσεις μεταξύ των περισσοτέρων. Η μία από αυτές, αποτελεί αδιαίρετο υλικό κρατήρα, και παρουσιάζει στρωματογραφική διάρθρωση από το παλαιότερο προς το νεότερο. Δύο μονάδες, οι Rift terrain και Fracture Belts, είναι τεκτονικές και εμφανίζουν αναλογία με τις ζώνες πυκνού δικτύου διαρρήξεων στην Γη.

Μερικά από τα αναφερθέντα μορφολογικά στοιχεία μπορεί να σχετίζονται άμεσα ή έμμεσα με τις τεκτονικές δομές. Τα χαρακτηριστικά που ορίζουν τις μονάδες

καθορίζονται από την παρατηρούμενη μορφολογία τους η οποία κάποιες φορές περιλαμβάνει και τις δομές τους.

Η νεότερη μονάδα της ακολουθίας περιλαμβάνει τα υλικά των κρατήρων πρόσκρουσης, δηλαδή οι κρατήρες είναι μεταξύ των νεότερων χαρακτηριστικών της επιφάνειας της Αφροδίτης, αν και σε μια πολύ σπάνια περίπτωση η ηφαιστειότητα που συνδέεται με διάρρηξη, εμφανίζεται μεταγενέστερη αυτών των κρατήρων.

Οι επόμενοι παλαιότεροι στη σειρά σχηματισμοί είναι τα υλικά των λοβοειδών και λείων πεδιάδων που καταλαμβάνουν συνολικά περίπου $10 \pm 15\%$ της επιφάνειας. Οι ηλικιακές σχέσεις μεταξύ τους δεν είναι ξεκάθαρες, αλλά και οι πεδιάδες είναι υπερκείμενες άλλων μονάδων εκτός από την πλειονηφία των κρατήρων που περιγράψαμε, και δεν παραμορφώνονται από τις πτυχωμένες ράχες που είναι τυπικά χαρακτηριστικά των πιο εκτεταμένων περιοχών, αλλά συχνά επηρεάζονται από ρήγματα. Οι λοβοειδείς πεδιάδες (Εικόνα 18) συσχετίζονται τυπικά με μικρές ζώνες ρήξης και περιλαμβάνουν μεγάλης κλίσης πλαγιές ηφαιστείων ή σχηματίζουν πεδία από γενικά επιμήκεις λοβοειδείς ροές λάβας που προέρχονται από ρήγματα.



Εικόνα 18: (α) Λοβοειδείς πεδιάδες (PI) με τη μορφή ροών που προέρχονται από το Gula Mons. Οι ροές είναι υπερκείμενες πεδιάδων ασπίδων (Psh) και επιφανειών με ρυτιδωτές ράχες (Pwr). (β) εκτεταμένη περιοχή των λοβοειδών πεδιάδων (PI) στο νότιο τμήμα του Sedna Planitia υπερκείμενο τριών διαφορετικών πεδιάδων με ρυτιδωτές ράχες (Pwr). Κατά Basilevsky et al. (2000).

Οι επίπεδες πεδιάδες είναι παρούσες σε δύο ποικιλίες:

- σχετικά μικρές χαρακτηριστικές περιοχές, συνήθως με μια ορατή πηγή υπό μορφή μικρής κλίσης ασπίδων με κρατήρες κορυφής. Τα όριά τους με τις γειτονικές μονάδες είναι ανώμαλα, με μερικές φορές να εμφανίζονται περιθώρια με μορφή δαχτύλων.
- περιοχές χωρίς χαρακτηριστικά, που συχνά συνδέονται με κρατήρες κρούσης. Τα όριά τους με τις γειτονικές μονάδες συνήθως είναι ακαθόριστα, αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να είναι απότομα. Το υλικό των λοβωτών και του πρώτου τύπου των λείων πεδιάδων είναι μαφικές λάβες. Ο δεύτερος τύπος λείων πεδιάδων αποτελείται από ηφαιστειοκλαστικά υλικά, που αποτέθηκαν σε νέες θέσεις λόγω των ανέμων.

Τα επόμενα παλαιότερα υλικά είναι αυτά των πεδιάδων με ρυτιδωτές ράχες που καταλαμβάνουν $50 \pm 60\%$ της επιφάνειας της Αφροδίτης. Οι ρυτιδωτές ράχες έχουν πλάτος 1 ± 2 km και μήκος δεκάδων χιλιομέτρων με κορυφογραμμή σε απόσταση μεταξύ 30 και 40 χιλιομέτρων. Οι πεδιάδες που τις φιλοξενούν μπορούν να χωριστούν σε δύο υπομονάδες:

- την στρωματογραφικά ανώτερη που αποτελείται από λοβωτές ροές λάβας και
- την κατώτερη η οποία προσομοιάζει με τις λείες πεδιάδες, οι οποίες και οι δυο αποτελούνται από μαφικά υλικά.

Οι πεδιάδες ασπίδας, είναι στρωματογραφικά κοντά με τις πεδιάδες ρυτιδωτών ράχων. Το υλικό τους αποτελείται από μια ομάδα ηφαιστειακών ασπίδων, όπως δηλώνει και το όνομά τους, διαμέτρου 3 ± 15 χλμ. Στο σύνολό τους αντιπροσωπεύουν περίπου το $10 \pm 15\%$ της επιφάνειας. Οι ηλικιακές σχέσεις μεταξύ των δύο πεδιάδων (ασπίδας και ρυτιδωτών ράχων) φαίνονται συχνά διφορούμενες.

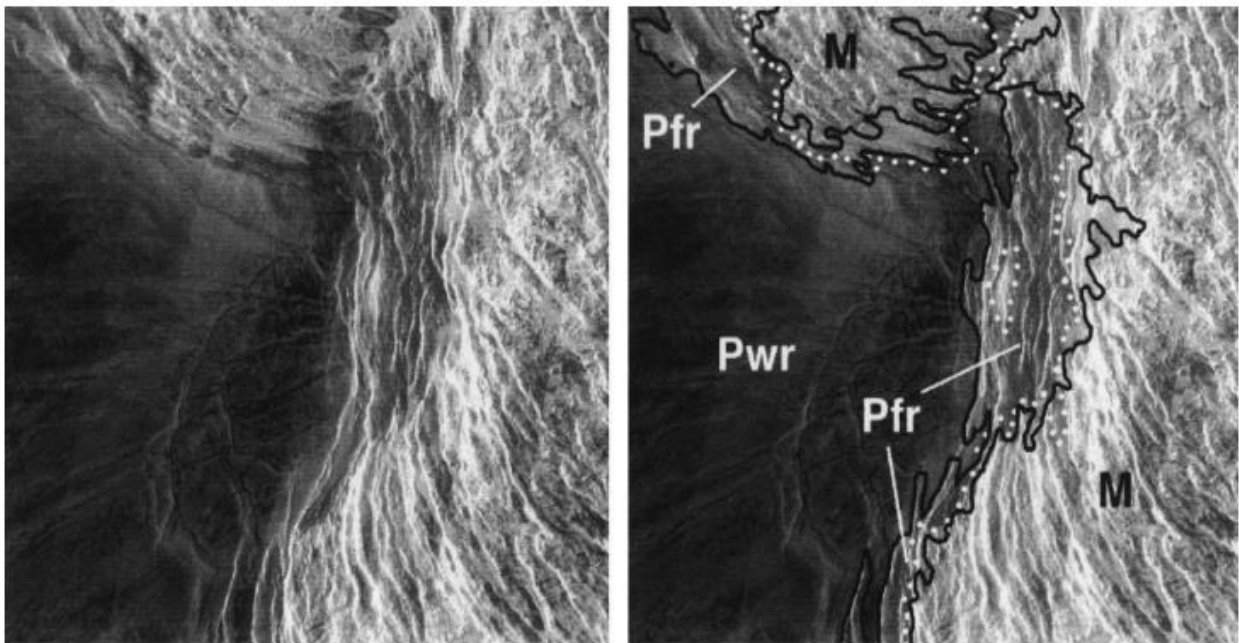
Το επόμενο παλαιότερο υλικό είναι αυτό των ρηγματωμένων πεδιάδων και καταλαμβάνει περιοχή που περιλαμβάνει το $3 \pm 5\%$ της επιφάνειας. Οι πεδιάδες αυτές παραμορφώνονται από τοπικά ρήγματα και μεγάλου εύρους ράχες, οι οποίες συχνά συσσωρεύονται και δημιουργούν ζώνες ράχων (αυτή η μονάδα καταλαμβάνει περίπου το $3 \pm 5\%$ της επιφάνειας). Οι ράχες αυτές θεωρούνται ότι σχηματίζονται από παραμόρφωση συστολής, ενώ τα ρήγματα σε τάσεις έκτασης (περίπου 1 χλμ. πλάτος και διατεταγμένα παράλληλα). Σε ορισμένες περιοχές της Αφροδίτης, αυτές οι συστάδες πυκνών ρηγμάτων σχηματίζουν ζώνες θραύσης οι οποίες έχουν χαρακτηριστική μορφολογία και είναι αρκετά μεγάλες ώστε να χαρτογραφηθούν ως ξεχωριστή μονάδα.

Η σημαντικότερη περιοχή της επιφάνειας της Αφροδίτης είναι η περιοχή Tessera, η οποία εμφανίζει ράχες που αποδεικνύουν την τεκτονική της φύση και εμφανίζει υλικό που ανήκει σε όλες τις άλλες μονάδες και για το λόγο αυτό αποτελεί τη βάση για να θεωρηθεί το παλαιότερο μέλος της ακολουθίας. Η παραμόρφωση του σχηματισμού Tessera, περιλαμβάνει μια πρώιμη φάση σύσπασης και μακρόχρονης συρρίκνωσης, ακολουθούμενη από ένα μεταγενέστερο στάδιο επέκτασης του φλοιού. Μια εναλλακτική ερμηνεία υποδηλώνει ότι η παραμόρφωση της Tessera άλλαξε από επέκταση σε μεταγενέστερη συστολή και στη συνέχεια ξανά επέκταση.

Κοντά στη στρωματογραφική θέση της Tessera είναι το υλικό των ορεινών ζωνών (M) που περιβάλλουν το Lakshmi Planum. Αυτές οι ζώνες ορεινών περιοχών

θεωρείται ότι σχηματίζονται από συστολική παραμόρφωση. Η σύνθεση της φύσης του υλικού της μονάδας M είναι άγνωστη.

Ο συνολικός αριθμός κρατήρων στην επιφάνεια της Αφροδίτης είναι περίπου 1000. Καλύπτουν συνολικά $01 \pm 2\%$ της επιφάνειας και είναι μια μονάδα που εμφανίζεται σε όλη τη στρωματογραφική στήλη. Μέσα σε αυτές εμφανίζονται οι ζώνες ρωγμών που σχηματίζουν ζώνες με μήκος αρκετών εκατοντάδων έως αρκετών χιλιάδων χιλιομέτρων και πλάτους έως μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων, που συχνά ονομάζονται χάσματα. Οι δομές που σχηματίζουν ζώνες ρηγμάτων είναι κανονικά ρήγματα και λεκάνες που υποδηλώνουν ένα περιβάλλον επέκτασης.



Εικόνα 19: Το δυτικό τμήμα του Maxwell Montes αποτελούμενο από υλικά ορεινής ζώνης (M) ενσωματωμένα σε ρηγματωμένες πεδιάδες (Pfr) και πτυχωμένα σε ζώνη πτύχωσης με γενική ευθυγράμμιση με τον όγκο του Maxwell Montes. Αυτή η εικόνα δείχνει την διαφορά μεταξύ των ζωνών πτύχωσης και των ορεινών ζωνών της Αφροδίτης. Οι λευκές κουκίδες δείχνουν την λεγόμενη «χιονισμένη γραμμή» που θεωρείται ότι σηματοδοτεί τα όρια των μεγαλύτερων υψομετρικά όγκων. Κατά Basilevsky et al. (2000).

3.1.1 Ηλικία των μονάδων

Η τεχνική της απόλυτης χρονολόγησης των πλανητικών επιφανειών που βασίζεται στη μέτρηση των πυκνοτήτων του εδάφους των κρατήρων πρόσκρουσης εφαρμόζεται πλήρως στη Αφροδίτη. Εντούτοις, διαμάχες προκύπτουν από: (1) την ύπαρξη επαρκών κρατήρων για τη μέτρηση και τη διάκριση μονάδων λόγω της γενικά νεαρής ηλικίας της επιφάνειας της Αφροδίτης, και (2) την πυκνή ατμόσφαιρα μέσω της οποίας μόνο μεγάλα βλήματα που σχηματίζουν κρατήρες φτάνουν στην επιφάνεια. Ο συνολικός πληθυσμός των κρατήρων της Αφροδίτης είναι κοντά σε περίπου 1000 και αυτό δίνει μια εκτίμηση του παγκόσμιου μέσου όρου πυκνότητας να είναι 20120,14 κρατήρες ανά εκατομμύριο km^2 . Αυτός ο αριθμός κρατήρων αρκεί για εκτιμήσεις της μέσης ηλικίας των κρατήρων της επιφάνειας της Αφροδίτης

και των γεωλογικών μονάδων που καταλαμβάνουν μεγάλες εκτάσεις. Αλλά ακόμη και αυτές οι εκτιμήσεις είναι μάλλον διαφορετικές. Η μέση ηλικία της επιφάνειας της Αφροδίτης εκτιμάται από τους Strom et al. (1994) να είναι $288 + 311/998$ m.y. από τους Phillips et al. (1992), 400 έως 800 m.y., κατά μέσο όρο περίπου 500 m.y. και από τον McKinnon et al. (1997) περίπου 750 m.y με πιθανή περιοχή από 300 m.y. σε 1 G.y. Οι διαφορές μεταξύ των αποτελεσμάτων οφείλονται στη μετάβαση από τις πυκνότητες στις ηλικίες, μέσω μοντέλων που είναι εξαρτώμενα από αυτή.

3.1.2 Παγκόσμιο στρωματογραφικό μοντέλο της Αφροδίτης

Το μοντέλο αυτό προτάθηκε από τους Basilevsky και Head (1995) και αναπτύχθηκε περαιτέρω από τους Basilevsky et al. (1997) και Basilevsky και Head (1998). Αυτή η στρωματογραφία αποτελείται από έξι μεγάλες μονάδες που κατατάσσονται ως ομάδες.

Η ομάδα Aurelia συντίθεται από υλικά που είναι τυπικά για το 10% περίπου των κρατήρων πρόσκρουσης και άλλων κρατήρων. Τα υλικά της ομάδας Aurelia επικαλύπτουν όλες τις άλλες στρωματογραφικές μονάδες εκτός από τις σπάνιες περιπτώσεις όπου τα ηφαιστειακά υλικά που ανήκουν στο νεότερο τμήμα της ομάδας Atla εμφανίζονται μεταγενέστερα των παραβολικών κρατήρων αυτής της ομάδας.

Η υπερομάδα της Guinevere αποτελείται από τέσσερις κύριες ομάδες περιφερειακών πεδιάδων που ερμηνεύονται ως ηφαιστειακές.

Η νεότερη, ομάδα Atla, αποτελείται από υλικά λοβωτών και ομαλών πεδιάδων που δεν έχουν μορφοποιηθεί από ρυτίδες ράχων. Τα υλικά αυτής της ομάδας τείνουν να συγκεντρώνονται σε συνδυασμό με μεγάλες ζώνες ρωγμών που σχηματίζουν είτε πεδιάδες, όπως η Mylitta Fluctus, είτε βουνά με ελαφρές κλίσεις πλαγιών, όπως τα Sif, Gula ή Theia Montes. Το Atla Regio είναι ο κόμβος πολλών ρωγμών και περιέχει τα ρήγματα Maat και Ozza.

Η ομάδα Rusalka αποτελείται από υλικά πεδιάδων με ρυτιδωτές ράχες και από την πλειοψηφία των πεδιάδων ασπίδας. Οι πεδιάδες παραμορφώνονται από το δίκτυο ράχων που σχηματίζει μια ασυνέχεια που διαχωρίζει τα υλικά της ομάδας Rusalka από αυτά που ανήκουν στην νεότερη ομάδα Atla.

Η ομάδα Lavinia αποτελείται από τα υλικά των πεδινών και των ρηγματωμένων πεδιάδων και των ζωνών ράχων. Οι ευρείες ράχες που σχηματίζουν μια ασυνέχεια που διαχωρίζει τα υλικά της ομάδας Lavinia από τα υλικά που επικρατούν στη Rusalka και την νεότερη ηλικία, είναι τυπικά για αυτή την ομάδα. Τα υλικά της ζώνης θραύσης εμφανίζονται κυρίως κοντά στο όριο μεταξύ των ομάδων Rusalka και Lavinia.

Η ομάδα Sigrun αποτελείται από υλικά πυκνορηγματωμένων πεδιάδων. Η μεταγενέστερη χαρτογράφηση έδειξε ότι η ζώνη Sigrun Fossae περιέχει όχι μόνο υλικό των πεδιάδων αυτών αλλά και μια συνιστώσα των ζωνών θραύσης. Το πυκνό, τυπικά δευτερεύον χαρακτηριστικό της διάσπασης των πεδιάδων σχηματίζει μια ασυνέχεια που διαχωρίζει το υλικό της ομάδας του Sigrun από τα υλικά της Lavinian και των νεότερων ηλικιών.

Η ομάδα Fortuna περιλαμβάνει υλικά από το Tessera και τις ορεινές ζώνες. Το σύμπλεγμα της παραμόρφωσης που σχηματίζει την Tessera σχηματίζει μια

ασυνέχεια που χωρίζει τα υλικά της ομάδας Fortuna από τα υλικά νεότερων ομάδων. Εκτός από τα χαρακτηριστικά δομικά στοιχεία που καθορίζουν τη χαρακτηριστική της εμφάνιση, η Tessera, που είναι το παλαιότερο έδαφος στον πλανήτη, αντιπροσωπεύει τα αργότερα επεισόδια τεκτονικής δραστηριότητας στη Αφροδίτη. Αυτή η μεταγενέστερη παραμόρφωση διαπερνά μερικές φορές τα όρια της Tessera και των γύρω πεδιάδων. Η Tessera παρεμβάλλεται σε πολύ μικρότερες στενές περιοχές της Rusalka, ενώ οι περιοχές όπου έρχεται σε επαφή με τις παλιές μονάδες της περιοχής Lavinia και Sigrun είναι πιο σπάνιες. Εντούτοις, αν και μικρές σε έκταση, αυτές οι επαφές με παλαιότερες πεδιάδες υπάρχουν σε πολλά μέρη ευρέως διανεμημένα σε ολόκληρο τον πλανήτη και δείχνουν την εμβάπτιση της τεσσάρων με τα υλικά από αυτές τις πεδιάδες. Παρά τις πολλές καλά τεκμηριωμένες τοπικές σχέσεις παρεμβολής της Tessera, θα πρέπει να επισημανθεί ότι ένα σημαντικό κομμάτι αυτών των παλαιότερων μονάδων είναι κρυμμένο κάτω από τις νεότερες μονάδες. Έτσι, δεν είναι γνωστή η λεπτομερής φύση των μονάδων που αποτελούν τη βάση αυτών των μεγάλων επιφανειών των νεότερων περιφερειακών κοιτασμάτων και ορισμένες από αυτές τις υποκείμενες μονάδες θα μπορούσαν να είναι μερικώς πλευρικές συνέχειες των μαζών της Tessera, ενδεχομένως αντιπροσωπευτικές διαφοροποιήσεις και συμπληρωματικές μορφές του σχηματισμού και της τροποποίησης. Είναι επίσης προφανές ότι οι στρωματογραφικές σχέσεις εντός των μαζών της Tessera δεν έχουν μελετηθεί ακόμα με τις απαραίτητες λεπτομέρειες.

3.1.3 Γεωλογική ιστορία της Αφροδίτης

Η ανίχνευση της ακολουθίας των γεωλογικών μονάδων που παρατηρείται στις εικόνες του Magellan και η ερμηνεία του τρόπου και του χρόνου εγκατάστασής τους, αποτελούν τη βάση για μια πρώτη σύνθεση της γεωλογικής ιστορίας της Αφροδίτης. Το μορφολογικά αναγνωρίσιμο τμήμα της ιστορίας περιλαμβάνει μόνο τα τελευταία $10 \pm 20\%$ του συνολικού χρόνου της εξέλιξης της Αφροδίτης. Η αρχή της περιόδου χαρακτηρίστηκε από έντονη παγκόσμια ή σχεδόν παγκόσμια τεκτονική παραμόρφωση που σχημάτιζε το έδαφος της Tessera, και χαρακτηρίζεται κατά πολλούς ως συστολική που εξελίχθηκε σε εκτατική. Ο τερματισμός του σταδίου συρρίκνωσης εκτιμάται ότι έλαβε χώρα περίπου πριν από 1,4 my, ενώ η φάση επέκτασης διαρκεί για άλλα $0,1 \pm 0,2$ my, εν μέρει αλληλεπικαλυπτόμενη με την τοποθέτηση του κατώτερου τμήματος των περιφερειακών πεδιάδων. Έχουν προταθεί διάφορες υποθέσεις για την παραμόρφωση που σχημάτισε την Tessera. Μεταξύ αυτών είναι οι βαρυτικές αστάθειες που προκαλούν την ανατροπή του μανδύα, ένα ταλαντωτικό καθεστώς του μανδύα, ένα «καταστροφικό» συμπιεστικό επεισόδιο που προκαλείται από μια φάση μετάβασης στο μανδύα, η θερμική εξέλιξη κατά τη διάρκεια της παύσης της κίνησης του μανδύα, ή κάτι άλλο. Αυτή η εντατική τεκτονική συνοδεύτηκε από ηφαιστειακή δραστηριότητα. Για τις περιοχές που καλύπτονται από τις μεταγενέστερες πεδιάδες, ανάλογα με τις υποθέσεις για την αιτία της παραμόρφωσης που σχηματίζει λάβες, οι κυρίαρχες διαδικασίες μπορεί να είναι ταυτόσημες ή διαφορετικές. Για παράδειγμα, αν λάβουμε υπόψη την υπόθεση της ανατροπής του μανδύα, οι παρατηρούμενες περιοχές της Tessera αντιστοιχούν προφανώς σε περιοχές βύθισης, ενώ οι περιοχές μεταξύ τους αντιστοιχούν σε περιοχές ανύψωσης. Οι τελευταίοι πρέπει προφανώς να είναι τόποι επέκτασης και εκτεταμένης ηφαιστειότητας.

Μετά το σχηματισμό της Tessara, έλαβαν χώρα διάφορα στάδια εκτεταμένης ηφαιστειακής δράσης. Αυτά τα ηφαιστειακά γεγονότα έθασαν τις τεράστιες περιοχές της Tessara και σχημάτιζαν αυτό που βλέπουμε τώρα ως τις περιφερειακές πεδιάδες της Rusalka, της Lavinia και της Sigrun. Ο μέσος παγκόσμιος ρυθμός της ηφαιστειότητας ήταν περίπου λίγα χιλιόμετρα, ο οποίος είναι συγκρίσιμος με τον σημερινό ρυθμό της εξάπλωσης των ηφαιστειών των μεσοωκεάνιων ράχων. Τα υλικά που σχηματίζουν πεδιάδες των ομάδων Sigrinia, Lavinia και Rusalka διαχωρίζονται μεταξύ τους, από την υποκείμενη ομάδα Fortunia και από τις υπερκείμενες ομάδες Atla και Aurelia, από ασυνέχειες που σχηματίζονται από παραμόρφωση που λαμβάνει χώρα στη Tessara, με πυκνό δίκτυο ρηγμάτων και πτυχωμένων ράχων. Αυτά τα τεκτονικά επεισόδια έπρεπε να είναι ευρέως σύγχρονα σε διαφορετικές περιοχές της Αφροδίτης, διότι αλλιώς θα παρατηρούνταν παραλλαγές της παρατηρούμενης ακολουθίας στρωματογραφικών μονάδων, και αυτό δεν συμβαίνει. Αυτό σημαίνει επίσης ότι στο τμήμα της ιστορίας της Αφροδίτης που εκτέθηκε τώρα, υπήρχαν επεισόδια που χαρακτηρίζονταν από την κυριαρχία της συστολής, στη συνέχεια την επέκταση, και στη συνέχεια τη συστολή και την εσωτερική έκταση.

Η παρουσία τεκτονικών καθορισμένων ασυνεχειών μεταξύ της πλειοψηφίας των προτεινόμενων μονάδων είναι παρόμοια με τους τύπους που παρατηρούνται συνήθως στις στρωματογραφικές αναλύσεις της επίγειας γεωλογίας. Φυσικά, αυτή η διάκριση ήταν δυνατή στην Αφροδίτη όχι μόνο λόγω της ορατής αλλαγής στο ύψος της τεκτονικής παραμόρφωσης με το χρόνο, αλλά και λόγω της σημαντικής μείωσης της έντασης της τεκτονικής παραμόρφωσης με το χρόνο, έτσι ώστε στις περισσότερες περιπτώσεις η μεταγενέστερη παραμόρφωση δεν αντικατέστησε την προηγούμενη στρωματογραφική καταγραφή και τις τεκτονικές δομές. Το τελευταίο καταναμημένο τεκτονικό επεισόδιο παγκόσμιας κλίμακας, ο σχηματισμός ενός εκτεταμένου δικτύου πτυχωμένων ράχων, συνέβη χρονικά πολύ κοντά στην τοποθέτηση των τελευταίων πεδιάδων της Rusalka. Το επεισόδιο αυτό σηματοδότησε τη μετάβαση στο σημερινό στάδιο της ιστορίας της Αφροδίτης, το οποίο χαρακτηρίζεται από την υπεροχή της περιθωριακής διάρρηξης και της τοπικής ηφαιστειότητας που σχετίζεται με τη διάρρηξη με τη μορφή ασπίδων ηφαιστειακών και ηφαιστειακών πεδιάδων. Σε μερικές περιπτώσεις μπορεί να πει κανείς ότι αυτή η μετάβαση ξεκίνησε πριν από την τοποθέτηση του δικτύου πτυχωμένων ράχων. Όμως, οι πεδιάδες πτυχωμένων ράχων είναι ευθυγραμμισμένες γύρω από τη δομή ηφαιστείου που υποδηλώνει ότι τη στιγμή της τοποθέτησης της ράχης κάποια αύξηση ήταν ήδη εκεί. Η πλειοψηφία αυτού του τελευταίου σταδίου ανήκει στην χρονική περίοδο Atla. Αυτή η περίοδος αποτελεί τη μεγαλύτερη χρονική διάρκεια μεταξύ των στρωματογραφικών μονάδων που εξετάζονται, αν και τα προκύπτοντα τεκτονικά και ηφαιστειακά χαρακτηριστικά και αποθέσεις καλύπτουν μόνο το $10 \pm 20\%$ της επιφάνειας της Αφροδίτης. Αυτή η παρατήρηση σημαίνει ότι η γενική ένταση της τεκτονικής και της ηφαιστειότητας κατά την περίοδο Atla ήταν πολύ χαμηλότερα από αυτά της προ-ατλανικής εποχής. Το άνω μέρος αυτού του τελευταίου σταδίου της ιστορίας της Αφροδίτης είναι η περίοδος Aurelia, η οποία συνεχίζει μέχρι σήμερα. Τα χαρακτηριστικά γνωρίσματά του, αποκαθιστούν απλώς ένα ορισμένο επίπεδο αναδόμησης της επιφάνειας με αιολικές διεργασίες. Όσον αφορά τις τεκτονικές και ηφαιστειακές διαδικασίες, η περίοδος Aurelia είναι προφανώς απλώς μια συνέχεια της ατλανικής περιόδου.

3.2 Βιβλιογραφία

- Basilevsky, A. T., & Head, J. W. (2000). Geologic units on Venus: Evidence for their global correlation. *Planetary and Space Science*, 48(1), 75–111.
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(99\)00083-5](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(99)00083-5)
- Connors, C. (2001). Constraints on magnitudes of extension on Venus from slope measurements. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 106(E2), 3237–3260. <https://doi.org/10.1029/2000JE001256>
- J. RAITALA. (1993). Main fault tectonics of meshkenet tessera on venus. *Earth, Moon and Planets*, 55–70.
- Nimmo, F., & McKenzie, D. (1998). Volcanism and Tectonics on Venus. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 23–51.
- Basilevsky AT, Head JW. 1995. Regional and global stratigraphy of Venus: a preliminary assessment and implications for the geological history of Venus. *Planet. Space Sci* 43:1523-53
- Phillips RJ, Raubertas RF, Arvidson RE, Sarkar IC, Herrick RR, et al. 1992. Impact craters and Venus surfacing history. *J. Geophys. Res.* 97:15923-48
- Storm RG, Schaber GG, Dawson DD. 1994. The global resurfacing of Venus. *J. Geophys. Res.* 99:10899-926
- Basilevsky, A.T., Head, J.W., 1998. The geologic history of Venus: a stratigraphic view. *J. Geophys. Res.* 103, 8531-8544.
- Basilevsky, A.T., Head, J.W., Schaber, G.G., Strom, R.G., 1997a. The resurfacing history of Venus. In: Bougher, S.W., Hunten, D.M., Phillips, D.J. (Eds.), *Venus II ð Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 1047-1086.
- Dohm, J.M., Tanaka, K.L., 1999. Geologic map of Metis Regio quadrangle (V6), Venus. *Lunar Planet. Sci.* 30, 1449.
- McKinnon, W.B., Zahnle, K.J., Ivanov, B.A., Melosh, H.J., 1997. Cratering on Venus: models and observations. In: Bougher, S.W., Hunten, D.M., Phillips, R.J. (Eds.), *Venus II ð Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 969-1014.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΑΝΑΦΟΡΕΣ ΣΕ ΑΛΛΑ ΣΩΜΑΤΑ

4.1 Η ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΡΜΗ ΜΕΣΑ ΑΠΟ ΣΥΓΚΡΙΣΕΙΣ ΜΕ ΤΗΝ ΓΗ ΚΑΙ ΤΟΝ ΑΡΗ

Όπως έχει γίνει αντιληπτό μέχρι τώρα, η επιφανειακή καταγραφή της τεκτονικής παραμόρφωσης παρέχει μια καταγραφή της θερμικής και τεκτονικής εξέλιξης ενός πλανήτη. Αυτή η σχέση έχει χρησιμοποιηθεί για τον Άρη όπως δείξαμε, αλλά και για τον Ερμή, τη Σελήνη και τους παγωμένους εξωτερικούς πλανητικούς δορυφόρους, σε μια προσπάθεια κατανόησης και δέσμευσης της θερμικής εξέλιξης αυτών των σωμάτων.

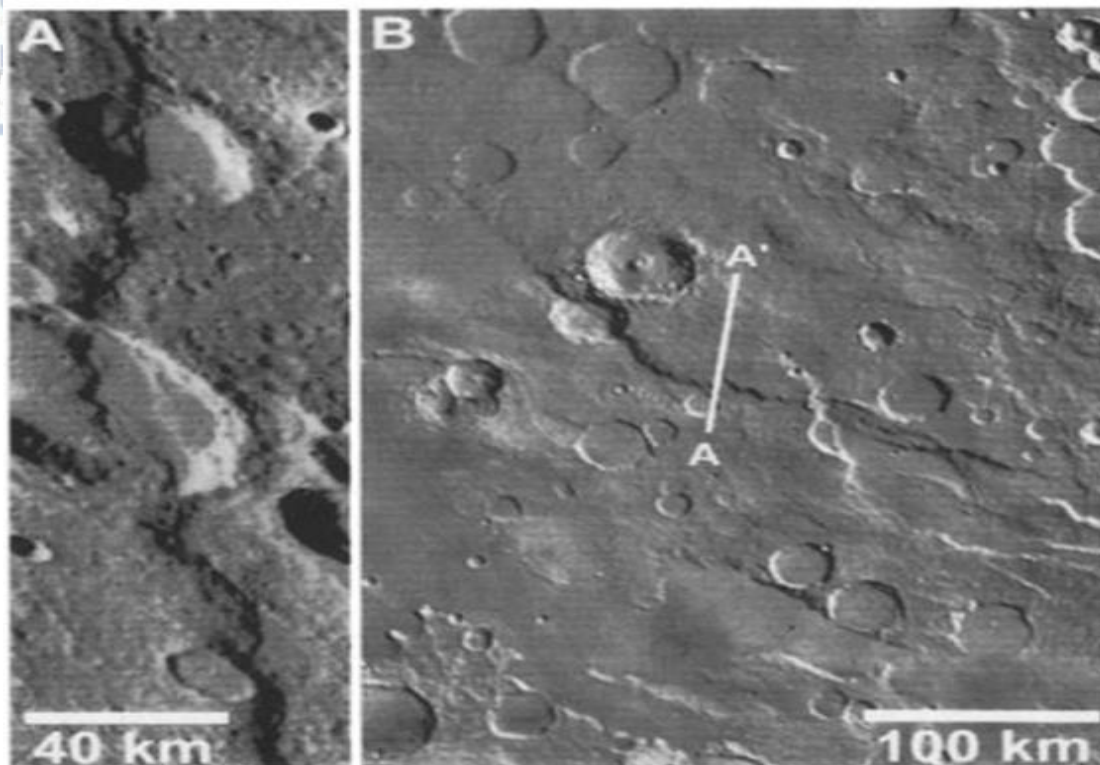
4.1.1 Επιφανειακές δομές, σχέσεις τάσεων, και ιδιότητες υλικών του Ερμή

Οι δομές της επιφάνειας του Ερμή, είναι παρόμοιες με αυτές του Άρη, και εμφανίζονται σε όλους του «γήινους» πλανήτες (Ερμής, Αφροδίτη, Γη, Άρης) όπως και στη Σελήνη. Οι πτυχωμένες ράχες, με στενές και ασύμμετρες μορφές, υπερκαλύπτουν η μία την άλλη και ερμηνεύονται ως αντίκλινα πάνω από «τυφλά» ρήγματα. Τα λοβοειδή πρηνή ερμηνεύονται ως αποτέλεσμα επιφανειακών ρηγμάτων επώθησης, ακριβώς όπως αναλύθηκε στην περίπτωση του Άρη.

Λίγα είναι γνωστά για τις ιδιότητες των υλικών των κύριων μονάδων στον Ερμή. Πολλά από τα λοβοειδή πρηνή εμφανίζονται σε μονάδες που περιγράφονται ως πεδιάδες εντός των κρατήρων (Εικόνα 20Α). Οι πεδιάδες αυτές εμφανίζονται μέσα και γύρω από το αρχαίο έδαφος με κρατήρες, την παλαιότερη εκτεθειμένη μονάδα στον Ερμή. Οι πεδιάδες μεταξύ των κρατήρων θεωρούνται είτε ηφαιστειακές είτε κρούσης ως προς την προέλευση, αν και δεν υπάρχουν οριστικά αποδεικτικά στοιχεία που να υποστηρίζουν καμία ερμηνεία. Εάν οι πεδιάδες αυτές αποτελούνται από υλικό εκτίναξης, μπορεί να συνίστανται από μια ακολουθία παρεμβαλλόμενων φαινομένων εκτίναξης στη λεκάνη πρόσκρουσης.

Ο μεγαλύτερος γνωστός άξονας λοβοειδούς πρηνούς στον Ερμή είναι στο Discovery Rupes. Αυτή η δομή έχει βάθος 1,5 km και είναι συνεχής σε μήκος άνω των 500 km (Εικόνα 20Α). Το Discovery Rupes τέμνει δύο μεγάλους κρατήρες σύγκρουσης, παραμορφώνοντας τα τοιχώματα και αντισταθμίζοντας τα υλικά του δαπέδου του κρατήρα. Λόγω διασταυρούμενων σχέσεων με μεγάλους κρατήρες, θεωρούνται ότι σχηματίστηκαν λοβοειδή πρηνή όπως στο Discovery Rupes μετά την περίοδο βαρέων βομβαρδισμών από μετεωρίτες (περίπου 4 Gyr πριν). Ένα από τα μεγαλύτερα και καλύτερα διατηρημένα λοβοειδή πρηνή είναι το Amenthes Rupes (Εικόνα 20Β). Είναι μήκους άνω των 400 χιλιομέτρων με βύθιση 1,2.

Η μετατόπιση στα ρήγματα επώθησης του Ερμή που μελετήθηκαν κυμαίνεται από 0,29 έως 1,95 km, υποθέτοντας ότι οι βυθίσεις των επιφανειών των ρηγμάτων είναι 25ο, με μέσο όρο 0,86 km. Η μέγιστη μετατόπιση στο ρήγμα Discovery Rupes είναι της τάξης των 2,64 έως 4,43 km για 20ο και 35ο αντίστοιχα και περίπου 3,58 km για 25ο.



Εικόνα 20: (Α) Εικόνα από Mariner 10, Discovery Rupes το μεγαλύτερο γνωστό λοβοειδές πρανές του Ερμή. (Β) Εικόνα από Viking Orbiter, Amether Rupes, ένα από τα μεγαλύτερα λοβοειδή πρανή του Άρη. Αυτά τα ρήγματα επώθησης κόβουν τα τοιχώματα και τα δάπεδα των κρατήρων πρόσκρουσης (Watters et al., 2000).

Η προέλευση της συμπίεστικής τάσης που σχημάτιζε τα πρανή των ρηγμάτων στον Ερμή δεν είναι καλά κατανοητή. Οι Tanaka et al. (1991) υποδηλώνουν ότι η παγκόσμια συρρίκνωση σχημάτισε λοβοειδή πρανή στα υψίπεδα καθώς και ρυτίδες κατά μήκος των λείων πεδιάδων. Από την άλλη πλευρά, υπάρχουν στοιχεία των λοβοειδών πρανών που βρίσκονται κοντά και προσανατολίζονται παράλληλα προς το όριο των διχρωματικών οριζόντων, γεωλογική και τοπογραφική μετάβαση μεταξύ των νότιων υψιπέδων με κρατήρες και των βόρειων πεδιάδων. Αυτό υποδηλώνει ότι αυτά τα ρήγματα μπορεί να σχετίζονται με το σχηματισμό ή την ανάπτυξη του ορίου διχοτομίας.

Με τάσεις συμπίεσης περίπου 60 έως 100 MPa, τα ρήγματα επώθησης στον Ερμή αναμένεται να διεισδύσουν σε βάθη μέχρι 3 km. Έτσι, οι τάσεις που προκύπτουν από τη συνολική συστολή μπορεί να προκαλέσουν διάρρηξη του ανώτερου φλοιού του Ερμή, αν και το ρήγμα μπορεί να είχε ξεκινήσει σε μικρά βάθη και να μεταδοθεί σε μεγαλύτερα βάθη, καθώς τα ρήγματα συσσωρεύσαν τη μετατόπιση. Εάν τα ρήγματα εκτείνονται βαθύτερα, οι καταπονήσεις που προκύπτουν από τη συνολική συστολή μπορεί να ήταν μόνο ένα συστατικό της συνολικής κατάστασης τάσης που σχημάτισε τα ρήγματα επώθησης.

Όπως αναφέρθηκε στο κεφάλαιο του Άρη, έχουμε καταλήξει στο ότι ο πλανήτης αυτός γνώρισε μεγάλης κλίμακας παλμό λόγω παγκόσμιας συρρίκνωσης κατά την εποχή του Εσπερίου. Το μέγεθος της παγκόσμιας συστολής προβλέπεται από θερμικά μοντέλα, τα οποία στηρίζονται στις επιφανειακές δομές του πλανήτη (ρήγματα επώθησης, πτυχωμένες ράχες, λοβοειδή πρανή κ.ο.κ.). Αντίστοιχα θερμικά

μοντέλα έχουν προταθεί για τον πλανήτη Ερμή, όπως θα αναλυθεί στη συνέχεια. Οι θεωρητικές εκτιμήσεις από μοντέλα θερμικής εξέλιξης και παρατηρήσεις, όπως η αφθονία των λοβοειδών πρανών στην επιφάνεια, δείχνουν ότι ο Ερμής έχει υποστεί και αυτός παγκόσμια συστολή, με ελάχιστη εκτίμηση της μείωσης της ακτίνας του πλανήτη 0,8 km και μέγιστη εκτίμηση 17 km, που προκύπτει από την πλήρη στερεοποίηση ενός αρχικά τηγμένου πυρήνα. Επομένως, το μέγεθος της παγκόσμιας συστολής του Ερμή, όπως προκύπτει από τα καταγεγραμμένα ρήγματα της επιφάνειάς του, είναι μικρότερο από αυτό που προβλέπεται για τον Άρη.

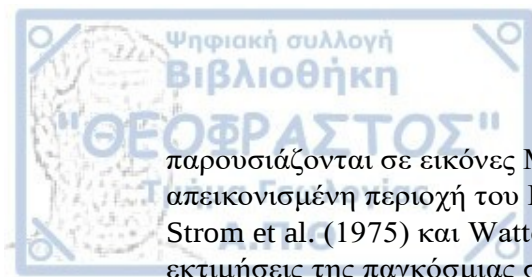
4.1.1.1 Υπολογισμός της μείωσης της πλανητικής ακτίνας για τον Ερμή.

Όπως αναφέραμε, παγκόσμια συστολή από κοσμική ψύξη έχει υποτεθεί και γι' αυτόν τον πλανήτη. Ένα παγκόσμιο σύστημα λοβοειδών πρανών έχει παρατηρηθεί στην επιφάνεια του Ερμή που υποδηλώνει ότι μπορεί να γνώρισε μια περίοδο συστολής μεταξύ 3,5 και 4,0 Ga. Έχει επίσης αποδειχθεί ότι αυτές οι δομές καταγράφουν μόνο ένα κλάσμα της συνολικής παγκόσμιας συστολής που έχει υποστεί ο Ερμής (Watters et al., 2004, Watters et al., 2009, Watters and Nimmo, 2010). Οι δομές επέκτασης μεγάλου μήκους του Ερμή, υποδεικνύουν ότι ένα πρώιμο πεδίο πλανητικής συμπίεσης μπορεί να έχει καλυφθεί από τις δομές έκτασης στην επιφάνεια, οι οποίες εμφανίζονται ως μικρότερης κλίμακας δομές εξαιτίας της εν λόγω πρώιμης συμπίεσης. Οι πρώιμες εικόνες έδειξαν μια σχεδόν τυχαία αζιμουθιακή κατανομή των λοβοειδών πρανών που υποδηλώνουν ότι σχηματίστηκαν καθαρά από την πλανητική σύσπαση. Η κατανομή τους πιθανότατα είναι ενδεικτική του σχηματισμού είτε από τη συνολική συστολή λόγω της κοσμικής ψύξης του εσωτερικού, είτε από την μείωση της περιστροφής, είτε από το συνδυασμό των δύο. Εντούτοις, ευνοείται η παγκόσμια συστολή λόγω μιας μικρής αλλαγής στην ακτίνα του πλανήτη, επειδή τα μοντέλα μείωσης της περιστροφής προβλέπουν ένα σύστημα κανονικών ρηγμάτων στους πόλους του Ερμή που δεν έχουν παρατηρηθεί.

Χρησιμοποιώντας μια μέση μετατόπιση 1 km για ρήγματα που βυθίζονται μεταξύ 25 ° και 45 °, οι Strom et al. (1975) εκτιμούν ότι το μέγεθος της μείωσης της ακτίνας που φιλοξενείται από τις λοβοειδείς πλαγιές στα υψίπεδα, είναι 1-2 km.

Οι Watters et al. (1998) εκτιμούν την συστολική τάση μέσα από σχέσεις κλιμάκωσης D/L για τα ίδια ρήγματα (όπου D : μετατόπιση και L : μήκος των ρηγμάτων επώθησης που σχετίζονται με λοβοειδή πρηνή). Το D έχει εύρος από 0,29-3,58 km για τα ρήγματα του Ερμή. Η σχέση D/L μεταξύ των πληθυσμών των ρηγμάτων που αναλύθηκαν για τον Ερμή, όπως και για τον Άρη, είναι παρόμοια και περίπου μια τάξη μεγέθους μικρότερη από αυτή των γήινων ρηγμάτων. Η διαφορά πιθανά οφείλεται από την αντίθεση στο τεκτονικό καθεστώς μεταξύ Γης και Ερμή – Άρη. Η ομοιότητα στην μορφολογία και η σχέση D/L μεταξύ Ερμή και Άρη μπορεί να οφείλεται στην ομοιότητα στις μηχανικές ιδιότητες των παραμορφωμένων υλικών και την επιτάχυνση της βαρύτητας των δυο πλανητών. Στους ίδιους παράγοντες οφείλεται και η διαφορά στα λοβοειδή πρηνή τη Γης σε σχέση με τους δύο πλανήτες και η αντίστοιχη ομοιότητα μεταξύ των τελευταίων, οι οποίες στην περίπτωση των δύο πλανητών αντανακλούν περισσότερο κατανεμημένες παραμορφώσεις.

Σύμφωνα, λοιπόν με τους Watters et al. (1998), η συνολική συμπιεστική τάση είναι 0,043% (για $h = 30^\circ$), που αντιστοιχεί σε μείωση της ακτίνας των 520 m. Οι εικόνες που ελήφθησαν από τον Messenger δείχνουν λοβοειδή πρηνή που δεν



παρουσιάζονται σε εικόνες Mariner 10 και λοβοειδή πρηνή στην αρχικά μη απεικονισμένη περιοχή του Ερμή δείχνουν ότι οι εκτιμήσεις της τάσης από τους Strom et al. (1975) και Watters et al. (1998) είναι πολύ χαμηλές. Οι τρέχουσες εκτιμήσεις της παγκόσμιας συστολικής τάσης που βασίζονται σε λοβοειδή πρηνή, τα οποία απεικονίζονται τόσο από τον Messenger όσο και από τον Mariner 10, αυξάνουν σε 0,06%, που αντιστοιχούν σε μείωση της ακτίνας των 700 m.

Με βάση τις τοπογραφικές αναλύσεις των συστολικών δομών με τη στερεοσκοπική απεικόνιση και το υψόμετρο Ερμή, η τοπική βύθιση που ταιριάζει σε κάθε δομή υπερβαίνει αυτό των ράχων του Άρη. Ωστόσο, αυτές οι μελέτες χρησιμοποιούν τη μέγιστη μετατόπιση για να προσδιορίσουν τη τάση που σχετίζεται με το ρήγμα και την αντίστοιχη μείωση της ακτίνας, οι οποίες είναι μέχρι και δυο φορές υψηλότερες. Όπως σημειώθηκε παραπάνω, οι προηγούμενοι υπολογισμοί αλλαγής τάσης και ακτίνας που εκτελούνται για τον Ερμή χρησιμοποιώντας κλίμακα ρηγμάτων, χρησιμοποιούν τη μέγιστη μετατόπιση και επομένως προβλέπουν μια υπερβολική έκταση της συστολής και απόσταση ακτίνας. Οι Watters et al. (1998) και οι Watters και Nimmo (2010), όπως αναφέρθηκε, χρησιμοποιούν κλίμακα D/L και προσέγγιση μεγάλων ρηγμάτων, όπου το ύψος της βύθισης του ρήγματος H ισούται με το βάθος της διάρρηξης T , για να εκτιμήσει την οριζόντια συστολική τάση στον Ερμή που φιλοξενείται από λοβοειδή πρηνή και πτυχωμένες ράχες. Η λύση των μεγάλων ρηγμάτων που χρησιμοποιήθηκε από τους Watters et al. (1998) για να υπολογίσει τη συστολή της πλανητικής ακτίνας για τον Ερμή είναι συγκρίσιμη ή ίσως το μισό της πραγματικής τιμής που υποδηλώνεται από μια σταθερή αναλογία D/L .

Οι εκτιμήσεις της συνολικής τάσης και της αλλαγής της ακτίνας για τον Ερμή είναι κρίσιμες για την παροχή περιορισμών για μοντέλα θερμικής εξέλιξης. Τα υπάρχοντα μοντέλα για τη θερμική ιστορία του πλανήτη προβλέπουν μείωση της ακτίνας μεγαλύτερη από αυτή που μπορεί να συσσωρευτεί στις παρατηρούμενες λοβωτές πλαγιές, παραλληλίζοντας με τα αποτελέσματα για τον Άρη.

Η ασυμφωνία μεταξύ των παρατηρούμενων και προβλεπόμενων τάσεων από αυτά τα μοντέλα έχει οδηγήσει στο συμπέρασμα ότι οι πτυχές χαμηλού πλάτους και μήκους κύματος (> 100 km) μπορούν να φιλοξενήσουν οριζόντια συστολή μεγέθους παρόμοιου με αυτή που καταγράφεται από τα λοβοειδή πρηνή. Ωστόσο, πρόσφατα στοιχεία δηλώνουν ότι η συμβατική παραμόρφωση του Ερμή ήταν κυρίως αποτέλεσμα της κίνησης κατά μήκος βαθιά διεισδυτικών ρηγμάτων που ήταν ενεργά σε μεγάλο μέρος της ιστορίας του Ερμή, όπως προτάθηκε για τις αρειανές πτυχωμένες ράχες στις Solis Planum.

4.2 ΕΥΡΩΠΗ: ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΟΝ ΔΟΡΥΦΟΡΟ ΤΟΥ ΔΙΑ

Η Ευρώπη είναι ο τέταρτος μεγαλύτερος φυσικός δορυφόρος του Δία. Η μέση επιφανειακή θερμοκρασία είναι περίπου 110 K ή -170 °C, κάτι που καθιστά την επιφάνειά της καλυμμένη από πάγους, που προσδίδουν και την υψηλή λευκαύγεια του δορυφόρου αυτού. Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της επιφάνειάς της, είναι οι σκουρόχρωμες γραμμώσεις, οι οποίες αντιπροσωπεύουν ρήγματα τα οποία τέμνονται ή διακλαδίζονται έντονα.

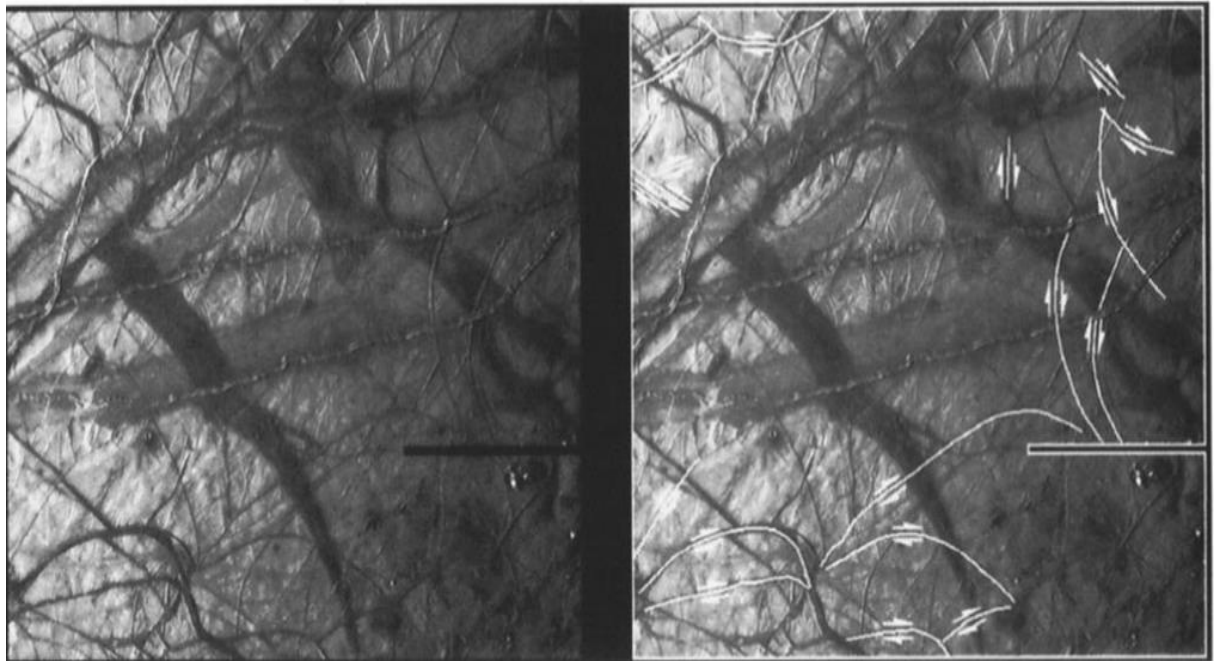
Τα οριζόντια μετατόπισης ρήγματα είναι σπάνια στο ηλιακό σύστημα, με εξαίρεση φυσικά τη Γη, και τις μικρότερες εμφανίσεις στον Άρη, την Αφροδίτη και τον Γανυμήδη. Ωστόσο, από τη μελέτη τεσσάρων περιοχών της Ευρώπης από τις εικόνες

που συλλέχθηκαν από τον δορυφόρο "Galileo", αναδείχθηκαν 117 ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, τα οποία δηλώνουν εκτεταμένες πλευρικές μετατοπίσεις κατά τη διάρκεια της πολύπλοκης τεκτονικής ιστορίας του δορυφόρου. Το μεγαλύτερο γνωστό ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης είναι το Astypalea Linea με 800 km μήκος, και χαρακτηριστικά που θυμίζουν το ρήγμα San Andreas της Γης.

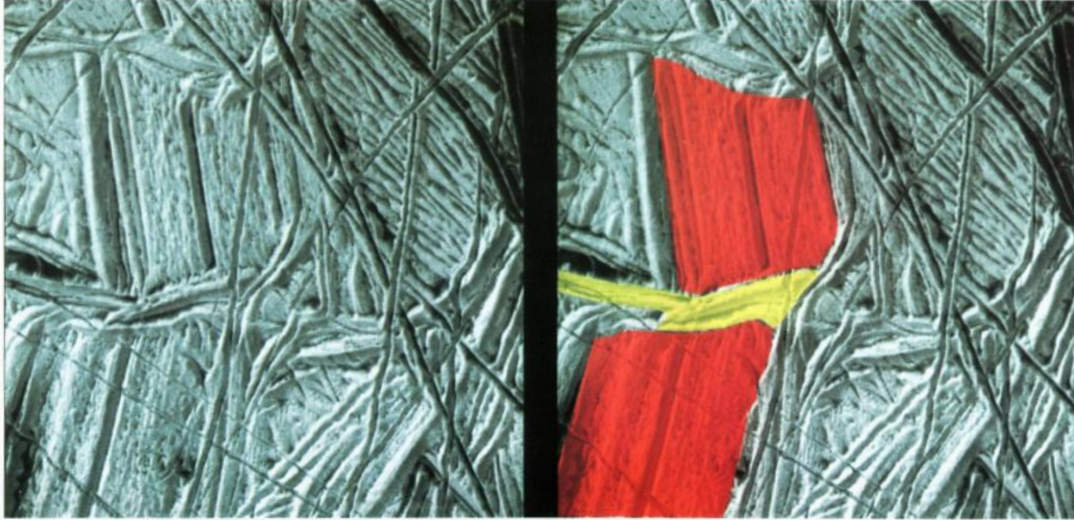
Οι περιοχές οι οποίες μελετήθηκαν, δείχνουν μια ενδιαφέρουσα κατανομή των δεξιόστροφων και αριστερόστροφων κινήσεων, μεταξύ βόριου και νότιου ημισφαιρίου, και θα αναλυθούν σύντομα παρακάτω.

Περιοχή Σφηνών (Νότιο ημισφαίριο)

Η περιοχή αυτή ανήκει στο Νότιο ημισφαίριο και παρουσιάζει συνολικά 43 ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, με κάποια να σχετίζονται με συστήματα ραχών, ενώ άλλα να εμφανίζονται ανεξάρτητα. Από αυτά, τα 40 (93%) εμφανίζουν δεξιόστροφη μετατόπιση. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα αυτών των ρηγμάτων, δείχνει ένα παλιότερο σύστημα ραχών στη περιοχή βόρεια του ρήματος, το οποίο κινείται δεξιόστροφα ως προς το νότιο τμήμα του. Κατά μήκος του ρήματος εμφανίζεται μια πολύπλοκη δομή η οποία οφείλεται σε πιθανή συσσώρευση υλικού μέσα στο ρήγμα κατά τη διάρκεια της κίνησής του. Αυτή η περίπλοκη μορφή έχει ως αιτία την καταστροφή μιας αρχικής διπλής ράχης εξαιτίας της συμπίεσης που συνδέεται με την οριζόντια μετατόπιση του ρήματος.



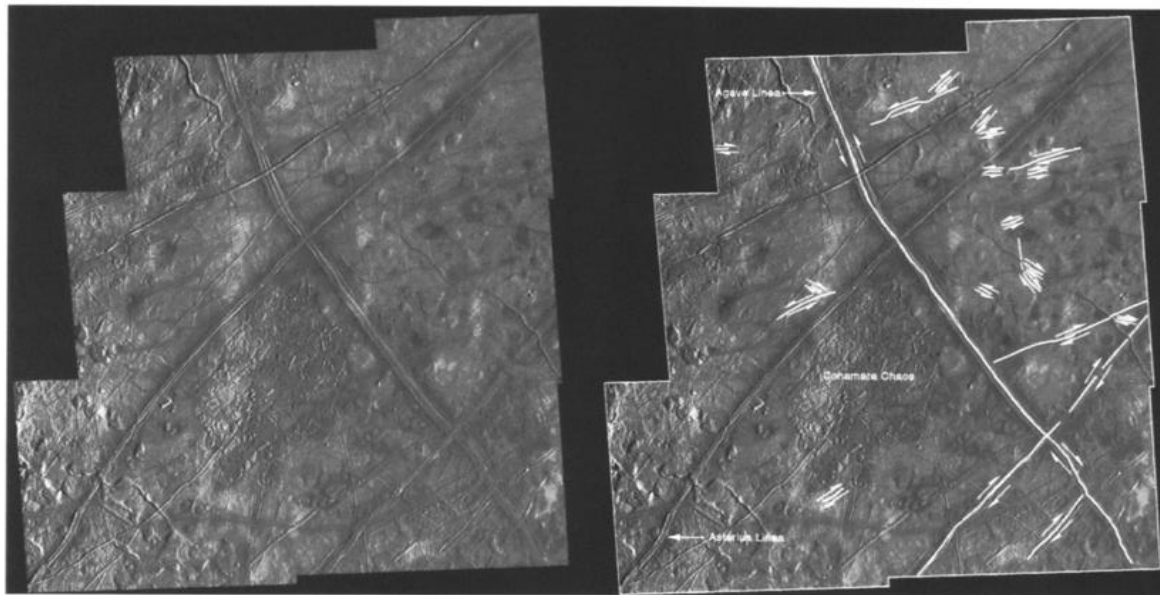
Εικόνα 21 Χάρτης κατανομής των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή των σφηνών. Στα δεξιά αναγνωρίζονται τα ρήγματα με συνεχείς λευκές γραμμές και τόξα ένδειξης της κίνησης (Κατά Horra et al. 2000).



Εικόνα 22: ένα ασυνήθιστο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή των σφηνών. Δεξιόστροφη κίνηση έχει μετατοπίσει ένα παλαιότερο σύστημα ράχων στα βόρεια του ρήματος σε σχέση με το νότιο τμήμα του ρήματος. Αυτή η ράχη φαίνεται με κόκκινο στα δεξιά, ενώ το ρήγμα φαίνεται με κίτρινο (Κατά Hoppa et al. 2000).

Περιοχή Conamara chaos (Ισημερινός)

Η περιοχή αυτή βρίσκεται στην κεντρική περιοχή της Ευρώπης, ελάχιστα βορειότερα από τον Ισημερινό. Εδώ παρατηρούνται 39 ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, από τα οποία τα 20 παρουσιάζουν δεξιόστροφη και τα 19 αριστερόστροφη μετατόπιση. Το πιο ενδιαφέρον, είναι το ρήγμα Agave Linea. Αυτό έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και εμφανίζει αριστερόστροφη μετατόπιση στο βόρειο τμήμα, και δεξιόστροφη στο νότιο. Αυτή η κίνηση μπορεί να συνδέεται είτε με τοπική έκταση στα ΒΑ, είτε με συσσωρευμένη συμπίεση στα ΝΔ, είτε με συνδυασμό των δυο.



Εικόνα 23:Χάρτης κατανομής των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην Conamara Chaos. Το μεγάλο σύστημα ράχων από πάνω αριστερά προς κάτω δεξιά, είναι το Agave Linea, ενώ το άλλο σύστημα από κάτω αριστερά προς πάνω δεξιά είναι το Asterius Linea (Κατά Hoppa et al. 2000).

Βόρειο ημισφαίριο

Το βόρειο τμήμα τεμαχίζεται από μια πληθώρα ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με προτίμηση στην αριστερόστροφη κίνηση. Πιο συγκεκριμένα στις 23ο βόρεια του Ισημερινού, το 80% των ρηγμάτων εμφανίζει αριστερόστροφη μετατόπιση, ενώ ακόμα βορειότερα, στις 35ο τη ίδια κίνηση εμφανίζει το 75% των ρηγμάτων.

Το επικρατέστερο μοντέλο που εξηγεί αυτή τη κατανομή, είναι το μοντέλο του «βαδίσματος» το οποίο είναι άμεσα συνδεδεμένο με τις ημερήσιες παλιρροιακές τάσεις στο παγωμένο κέλυφος της Ευρώπης, οι οποίες έχουν ως αρχικό αποτέλεσμα τη δημιουργία ρωγμών τάσης, κατά μήκος των οποίων αναπτύσσονται τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Η γενίκευση αυτού του μοντέλου μπορεί να προβλέψει τις κινήσεις των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, σε οποιαδήποτε θέση και αζιμούθιο.

Όταν οι διαρρήξεις εκτείνονται μέχρι το βάθος ασυνέχειας των στρωμάτων του φλοιού, με το υποκείμενο στρώμα να μπορεί να ανταποκριθεί στις παραλλαγές του παλιρροιακού εύρους, τότε η ημερήσια παλιρροιακή τάση «ανοίγει» και «κλείνει» τις διαρρήξεις με μεταβολές μεταξύ δεξιόστροφης και αριστερόστροφης διάτμησης. Κατά την φάση ανοίγματος της διάρρηξης η διατμητική τάση μπορεί να μεταφερθεί στις δυο πλευρές του ρήγματος, ενώ κατά την φάση κλεισίματος της ρωγμής η τάση αυτή συσσωρεύεται κατά μήκος αυτού. Οποιαδήποτε ανελαστική συμπεριφορά του φλοιού, αποτρέπει την επιστροφή του πάγου στην αρχική του θέση κατά την φάση του νέου ανοίγματος της ρωγμής.

Το μεγαλύτερο ποσοστό των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης φαίνεται να ανήκει σε κάποιο σύστημα ραχών, ενώ μόλις το 5% αυτών εμφανίζονται ανεξάρτητα ενός τέτοιου συστήματος, και μάλιστα με αμελητέες μετατοπίσεις (μόλις 1,1 km). Η σύνδεση αυτή ραχών-ρηγμάτων, καθιστά τα συστήματα ραχών ως πιθανά περιθώρια πλακών, με απαραίτητη προϋπόθεση το βάθος των διαρρήξεων να φτάνει μέχρι το σημείο αποσύζευξης των στρωμάτων. Το υποκείμενο στρώμα σε αυτό το βάθος πρέπει να έχει χαμηλό ιξώδες (όπως για παράδειγμα το νερό), θεωρώντας πάντα ότι οι κινήσεις οριζόντιας μετατόπισης των ρηγμάτων οφείλονται στις παλιρροιακές τάσεις, όπως περιγράφεται στο μοντέλο βαδίσματος. Η παράμετρος αυτή καθιστά πιθανή την ύπαρξη ωκεανών στην Ευρώπη. Οι διαρρήξεις που δεν σχετίζονται με σύστημα ραχών είναι αυτές που είτε δεν αναπτύχθηκαν μέχρι το επιθυμητό βάθος, είτε είναι μικρής ηλικίας και δεν είχαν τον απαραίτητο χρόνο να φτάσουν σε αυτό.

Εκτός από τα παραπάνω, τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στην Ευρώπη, μπορούν να δώσουν πληροφορίες σχετικά με την συσσώρευση συμπιεστικής τάσης στο φλοιό. Όπως αναφέρθηκε, στην Agave Linea εμφανίζονται και οι δυο τύποι κίνησης οι οποίοι μπορούν να οφείλονται είτε σε έκταση στο βόρειο τμήμα είτε σε συμπίεση στο νότιο. Στην περιοχή Conamara chaos, το παλιό τεκτονικό υπόβαθρο είναι διασπασμένο σε μεγάλα μπλοκ των οποίων τα διάκενα καλύπτονται από ένα θρυμματισμένο πλέγμα. Αυτή η ασυνέχεια αντιπροσωπεύει ένα κενό στο κέλυφος του πάγου, το οποίο εμφανίζει τοπική συμπίεση. Η περιοχή αυτή αποτελεί το σημείο αντιστάθμισης των εκτατικών κινήσεων σε πολυάριθμες περιοχές.

4.3 Βιβλιογραφία

Watters, T. R., Schultz, R. A., & Robinson, M. S. (2000). Displacement-Length Relations of Thrust Faults Associated with Lobate Scarps on Mercury and Mars:

Comparison with images camera orientations and improved geometric rectification. *Geophysical Research Letters*, 27(22), 3659–3662.
<https://doi.org/10.1029/2000GL011554>

- Watters, T.R., M.S. Robinson, and A.C. Cook, Topography of lobate scarps on Mercury: New constraints on the planet's contraction, *Geology*, 26, 991-994, 1998
- Watters, T.R., Robinson, M.S., Bina, C.R., Spudis, P.D., 2004. Thrust faults and the global contraction of Mercury. *Geophys. Res. Lett.* 31, L04701.
- Watters, T.R., Nimmo, F., 2010. The tectonics of Mercury. In: Watters, T.R., Schultz, R.A. (Eds.), *Planetary Tectonics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, pp. 15–79.
- Watters, T.R., Solomon, S.C., Robinson, M.S., Head, J.W., André, S.L., Hauck II, S.A., Murchie, S.L., 2009. The tectonics of Mercury: The view after MESSENGER's first flyby. *Earth Planet. Sci. Lett.* 285, 283–296. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.025.
- Strom, R.G., N.J. Trask, and J.E. Guest, Tectonism and volcanism on Mercury, *J. Geophys. Res.*, 80, 2478-2507. 1975

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Anderson, R. C., Dohm, J. M., Golombek, M. P., Haldemann, A. F. C., Franklin, B. J., Tanaka, K. L., Peer, B. (2001). Primary centers and secondary concentrations of tectonic activity through time in the western hemisphere of Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 106(E9), 20563–20585. <https://doi.org/10.1029/2000JE001278>
- Anderson, R. C., Dohm, J. M., Haldemann, A. F. C., Pounders, E., Golombek, M., & Castano, A. (2008). Centers of tectonic activity in the eastern hemisphere of Mars. *Icarus*, 195(2), 537–546. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2007.12.027>
- Basilevsky, A. T., & Head, J. W. (2000). Geologic units on Venus: Evidence for their global correlation. *Planetary and Space Science*, 48(1), 75–111. [https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(99\)00083-5](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(99)00083-5)
- Carr, M. H., & Head, J. W. (2010). Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3–4), 185–203. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.042>
- Connors, C. (2001). Constraints on magnitudes of extension on Venus from slope measurements. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 106(E2), 3237–3260. <https://doi.org/10.1029/2000JE001256>
- Flamini, E., Ori, G. G., di Pippo, S., & Osinsky, G. (2009). Exploring Mars and its terrestrial analogues. *Planetary and Space Science*, 57(5–6), 509. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.02.004>
- Hauber, E., Grott, M., & Kronberg, P. (2010a). Martian rifts: Structural geology and geophysics. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3), 393–410. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.005>
- Hauber, E., Grott, M., & Kronberg, P. (2010c). Martian rifts: Structural geology and geophysics. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3–4), 393–410. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2009.11.005>
- Hoppa, G., Greenberg, R., Tufts, B. R., Geissler, P., Phillips, C., & Milazzo, M. (2000). Distribution of strike-slip faults on Europa. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 105(E9), 22617–22627. <https://doi.org/10.1029/1999JE001156>
- J. RAITALA. (1993). Main fault tectonics of meshkenet tessera on venus. *Earth, Moon and Planets*, 55–70.
- Karasözen, E. (n.d.). *THE FORMATION MECHANISM OF SOUTH THARSIS RIDGE BELT, MARS*.
- Karasozen, E., Andrews-Hanna, J., Dohm, J., & Anderson, R. (2012). The formation mechanism of the south Tharsis Ridge belt, Mars. *Lunar and Planetary*.
- Lefort, A., Burr, D. M., Nimmo, F., & Jacobsen, R. E. (2014). Channel slope reversal

near the Martian dichotomy boundary: Testing tectonic hypotheses.
Geomorphology, 240, 121–136.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.028>

Mangold, N., Allemand, P., Thomas, P. G., & Vidal, G. (2000). Chronology of compressional deformation on Mars: evidence for a single and global origin. *Planetary and Space Science*, 48(12–14), 1201–1211.
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00104-5](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00104-5)

Márquez, Á., Fernández, C., Anguita, F., Farelo, A., Anguita, J., & de la Casa, M. Á. (2004). New evidence for a volcanically, tectonically, and climatically active Mars. *Icarus*, 172(2), 573–581. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.07.015>

Mocquet, A., & Menvielle, M. (2000). Complementarity of seismological and electromagnetic sounding methods for constraining the structure of the Martian mantle. *Planetary and Space Science*, 48(12–14), 1249–1260.
[https://doi.org/10.1016/S0032-0633\(00\)00107-0](https://doi.org/10.1016/S0032-0633(00)00107-0)

Mueller, K., & Golombek, M. (2004). Compressional Structures on Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 435–464.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120553>

Nahm, A. L., & Schultz, R. A. (2011). Magnitude of global contraction on Mars from analysis of surface faults: Implications for martian thermal history. *Icarus*, 211(1), 389–400. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.11.003>

Nimmo, F., & McKenzie, D. (1998). Volcanism and Tectonics on Venus. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 23–51.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.23>

Watters, T. R. (1993). Compressional tectonism on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 98(E9), 17049. <https://doi.org/10.1029/93JE01138>

Watters, T. R., Schultz, R. A., & Robinson, M. S. (2000). Displacement-Length Relations of Thrust Faults Associated with Lobate Scarps on Mercury and Mars: Comparison with images camera orientations and improved geometric rectification. *Geophysical Research Letters*, 27(22), 3659–3662.
<https://doi.org/10.1029/2000GL011554>

Zuber, M. T. (2001). The crust and mantle of Mars Maria. *Nature*, 412(6843), 220–227. <https://doi.org/10.1038/35084163>

Watters, T.R., M.S. Robinson, and A.C. Cook, Topography of lobate scarps on Mercury: New constraints on the planet's contraction, *Geology*, 26, 991–994, 1998

Basilevsky AT, Head JW. 1995. Regional and global stratigraphy of Venus: a preliminary assessment and implications for the geological history of Venus. *Planet. Space Sci* 43:1523–53

Phillips RJ, Raubertas RF, Arvidson RE, Sarkar IC, Herrick RR, et al. 1992. Impact craters and Venus surfacing history. *J. Geophys. Res.* 97:15923–48

Storm RG, Schaber GG, Dawson DD. 1994. The global resurfacing of Venus.
J. Geophys. Res. 99:10899-926

Basilevsky, A.T., Head, J.W., 1998. The geologic history of Venus: a stratigraphic view.
J. Geophys. Res. 103, 8531-8544.

Basilevsky, A.T., Head, J.W., Schaber, G.G., Strom, R.G., 1997a. The resurfacing history of Venus. In: Bougher, S.W., Hunten, D.M., Phillips, D.J. (Eds.), Venus II ð Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment. University of Arizona Press, Tucson, pp. 1047-1086.

Dohm, J.M., Tanaka, K.L., 1999. Geologic map of Metis Regio quadrangle (V6), Venus.
Lunar Planet. Sci. 30, 1449.

McKinnon, W.B., Zahnle, K.J., Ivanov, B.A., Melosh, H.J., 1997. Cratering on Venus: models and observations. In: Bougher, S.W., Hunten, D.M., Phillips, R.J. (Eds.), Venus II ð Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment. University of Arizona Press, Tucson, pp. 969-1014.

Lodders, K., & Fegley, B. (1997). An oxygen isotope model for the composition of Mars. Icarus. <https://doi.org/10.1006/icar.1996.5653>

Nahm, A. L., and R. A. Schultz (2011), Magnitude of global contraction on Mars from analysis of surface faults: Implications for Martian thermal history, Icarus, 211, 389–400, doi:10.1016/j.icarus.2010.11.003.

Schultz, R. A., Multiple process origin of Valles Marineris basins and troughs, Mars, Planet. Space. Sci., 46, 827-834, 1998

Andrews-Hanna, J.C., Zuber, M.T., Banerdt, B., 2008. The Borealis basin and the origin of the Martian crustal dichotomy. Nature 453, 1212–1215.

Watters, T.R., Robinson, M.S., Bina, C.R., Spudis, P.D., 2004. Thrust faults and the global contraction of Mercury. Geophys. Res. Lett. 31, L04701.

Hauber, E., Kronberg, P., 2001. Tempe Fossae, Mars: A planetary analogon to a terrestrial continental rift? J. Geophys. Res. 106, 165–194.

Hauber, E., Kronberg, P., 2005. The large Thaumasia graben on Mars: Is it a rift? J. Geophys. Res. 110. E07003.

Hauck II, S.A., Solomon, S.C., Phillips, R.J., 2003. Potential sources of Hesperian contractional tectonics on Mars. Lunar Planet. Sci. XXXIV. Abstract 1667.

Frey, H., Thermal history and climatic implications of early Hesperian ages for presumed Noachian age volcanic flows on Mars (abstract), Lunar Planet. Sci. Cod.. XXIII. 385-386.1992.

Knapmeyer, M., Oberst, J., Hauber, E., Wählisch, M., Deuchler, C., Wagner, R., 2006. Working models for spatial distribution and level of Mars' seismicity. J. Geophys. Res. 111. doi:10.1029/2006JE002708.

Knapmeyer, M., Schneider, S., Misun, M., Wählisch, M., Hauber, E., 2008. An extended global inventory of Mars Surface Faults [abs.], vol. 10, European Geophysical Union General Assembly: Vienna, Austria, European Geophysical Union.

Watters, T.R., Nimmo, F., 2010. The tectonics of Mercury. In: Watters, T.R., Schultz, R.A. (Eds.), Planetary Tectonics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, pp. 15–79.

Watters, T.R., Solomon, S.C., Robinson, M.S., Head, J.W., André, S.L., Hauck II, S.A., Murchie, S.L., 2009. The tectonics of Mercury: The view after MESSENGER's first flyby. Earth Planet. Sci. Lett. 285, 283–296. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.025.

Ebinger, C.J., Hayward, N.J., 1996. Soft plates and hot spots: views from Afar. J. Geophys. Res. 101 (B10), 21859–21876.

Fernández, C., Anguita, F., 2007. Oblique rifting at Tempe Fossae, Mars. J. Geophys. Res. 112. doi:10.1029/2007JE002889 CiteID E09007.

Hauber, E., Gwinner, K., Kleinhans, M., Reiss, D., di Achille, G., Ori, G.-G., Scholten, F., Marinangeli, L., Jaumann, R., Neukum, G., 2009. Sedimentary deposits in Xanthe Terra: implications for the ancient climate on Mars. Planet. Space Sci. 57, 944–957.

Scholz, C.H., Contreras, J.C., 1998. Mechanics of continental rift architecture. Geology 26, 967–970

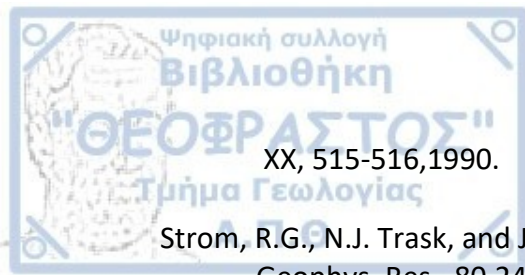
Rosendahl, B.R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 15, 445–503.

Schultz, R.A., Moore, J.M., Grosfils, E.B., Tanaka, K.L., Mège, D., 2007. The Canyonland model for planetary grabens: revised physical basis and interpretation. In: Chapman, M. (Ed.), The Geology of Mars. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 371–399.

Dreibus, G. & Wanke, H. Mars: a volatile-rich planet. Meteoritics 20, 367–382 (1985).

Schubert G., S.C. Solomon, D.L. Turcotte, M.J. Drake, and N.H. Slee. Origin and thermal evolution of Mars, in Mars, edited by HXieffer, Jakosky. C. Snyder and M. Matthews, pp. 147-183, University of Arizona Press, Tucson, 1993

Stevenson, D.J., and S.S. Bittker, Why existing terrestrial planet thermal history calculations should not be believed (and what to do about it), Lunar Planet. Sci.



XX, 515-516,1990.

Strom, R.G., N.J. Trask, and J.E. Guest, Tectonism and volcanism on Mercury, J. Geophys. Res., 80,2478-2507.1975

Greeley, R., and B.D. Schneid. Magma generation on Mars: Amounts. Rates and comparisons with Earth, Moon, and Venus. Science, 254,996-998.1991.

Scott D.H.. and J.M. Dohm. Faults and ridges: Historical development in Tempe Terra and Ulysses Patera regions of Mars, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.,20th,503-513,1990

Scott, D.H., and K.L. Tanaka, Geologic map of the western equatorial region of Mars, scale 1:15,000,000, U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map, I-1802-A,1986

Tanaka, K.L., N.K. Isbell, D.H. Scott, R. Greeley and J.E. Guest, The resurfacing history of Mars: A synthesis of digitized, Viking-based geology, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf., 18th, 665-678, 1988.

Tanaka, K.L., UP. Golomuek, and W.B. Banerdt, Reconciliation of stress and structural histories of the Tharsis region of Mars, J. Geophys. Res., 96, 15,617-15,633,1991.

Chicarro, A.F., Schultz, P.H., Masson, P., 1985. Global and regional ridge patterns on Mars. Icarus 63, 153–174.

Tanaka, K.L., Skinner, J.A., Hare, T.M., 2005. Geologic map of the northern plains of Mars. USGS Misc. Sci. Inv. Map 2888, scale 1:15,000,000.

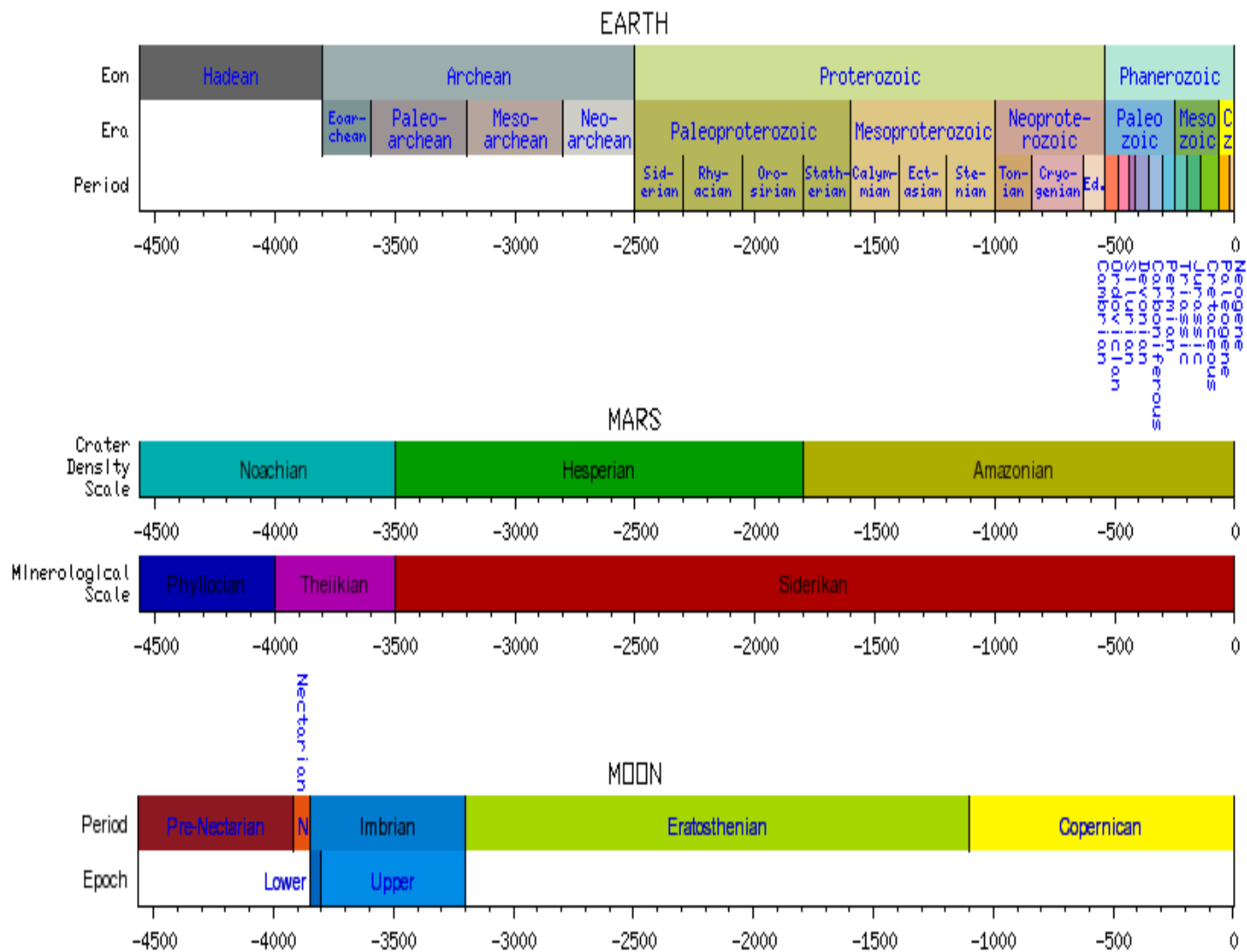
Allemand, P., Thomas, P.G., 1995. Localization of Martian ridges by impact craters: Mechanical and chronological implications. J. Geophys. Res. 100 (E2), 3251-3262.

Schubert, G., Solomon, S.C., Turcotte, D.L., Drake, M.J., Sleep, N.H.,1992. Origin and thermal evolution of Mars. In: Snyder, C.W., Kie_er, H.H., Jakosky, B.M., Matthew, M.S. (Eds.), Mars. The University of Arizona Press, Tucson, pp. 147-183.

Tanaka, K.L., 1997. Sedimentary history and mass ow structures of Chryse and Acidalia Planitia, Mars. J. Geophys. Res. 102 (E2), 4131-4149.

Schubert, G., Spohn, T., 1990. Thermal history of Mars and the sulfur content of its core. J. Geophys. Res. 95, 14,095-14,014.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι



Πίνακας IV Κλίμακα γεωλογικών χρόνων του Άρη, σε σύγκριση με την κλίμακα γεωλογικού χρόνου στη Γη. (www.wikipedia.com)

