Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ &ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΘΕΟΔΩΡΟΣ Α. ΤΣΩΤΣΟΣ

ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΑΝΔΕΩΝ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2021

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΘΕΟΔΩΡΟΣ Α. ΤΣΩΤΣΟΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5537

ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΑΝΔΕΩΝ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Γεωλογίας,
Εργαστήριο Γεωλογίας & Παλαιοντολογίας

Επιβλέπων

Ευφημία Θωμαΐδου

© Θεόδωρος Α. Τσώτσος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωλογίας, 2021
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΑΝΔΕΩΝ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ – *Διπλωματική Εργασία*

© Theodoros A. Tsotsos, School of Geology, Dept. of Geology, 2021
All rights reserved.

GEOTECTONIC EVOLUTION OF THE ANDES AND COMPARISON TO THE EVOLUTION OF THE HELLENIC OROGEN – *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.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ 1
ΠΡΟΛΟΓΙΚΟ ΣΗΜΕΙΩΜΑ 3
1. Εισαγωγή 4
2. Γεωλογική Δομή των Άνδεων 7
3. Γεωτεκτονική Εξέλιξη των Άνδεων 14
3.1. Παλαιοζωϊκό 14
3.2. Ιουρασικό 14
3.3. Κρητιδικό 15
3.4. Παλαιόκαινο 17
3.5. Ηώκαινο 17
3.6. Ολιγόκαινο 19
3.7. Μειόκαινο 21
3.7.1. Τεκτονικές διεργασίες που έλαβαν χώρα στις Patagonian Ανδεις 22
3.7.2. Μειοκαινική Ανύψωση στις Patagonian Άνδεις 24
3.8. Πλειόκαινο 31
4. Επιρροή της τεκτονικής στο κλίμα στο ορογενές των Άνδεων 33
5. Τι οδηγεί την ορογένεση στις Άνδεις 34
5.1. Μοντέλο για τις κεντρικές Άνδεις. 35
6. Τι οδηγεί τις Άνδεις στην ορογένεση. 38
7. Σύγκριση με το Ελληνικό ορογενές 42
7.1. Γεωλογικό μοντέλο του ελληνικού ορογενούς 42
7.2. Γεωλογική Δομή 42
7.3 Ομοιότητες και διαφορές μεταξύ της γεωτεκτονικής εξέλιξης των Άνδεων και του Ελληνικού Ορογενούς 46
8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ 48
ΠΕΡΙΛΗΨΗ 49
ABSTRACT 50
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 51

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΡΟΛΟΓΙΚΟ ΣΗΜΕΙΩΜΑ

Η οροσειρά των Άνδεων είναι μια από τις σημαντικότερες οροσειρές της Γης και γι αυτό η έρευνα για την γεωτεκτονική της εξέλιξη αποτέλεσε ένα ενδιαφέρον θέμα. Ο σκοπός της παρούσας πτυχιακής εργασίας ήταν να διερευνηθεί η εξέλιξή της από το Παλαιοζωικό μέχρι σήμερα, και να συγκεντρωθούν στοιχεία για τον ρόλο και την διαμόρφωση που έχει επιτελέσει στον χώρο της Νοτίου Αμερικής, όπου κυριαρχεί κατά μήκος της δυτικής ακτής της.

Αρχικά αναφέρονται τα εισαγωγικά στοιχεία και οι βασικές πληροφορίες σχετικά με τις Άνδεις και στη συνέχεια η γεωλογική δομή τους. Ακολουθεί η περιγραφή των κύριων στοιχείων - χαρακτηριστικών της γεωτεκτονικής εξέλιξης των Άνδεων στις επιμέρους γεωλογικές περιόδους από το Παλαιοζωικό μέχρι και το Ολόκαινο. Στην συνέχεια περιγράφονται οι τεκτονικές διεργασίες που έλαβαν χώρα στις Άνδεις, η επιρροή της τεκτονικής στο κλίμα στο ορογενές των Άνδεων και το σημαντικό ερώτημα τι οδηγεί την ορογένεση στις Άνδεις, με αναφορά στα μοντέλα που έχουν χρησιμοποιηθεί για την μελέτη τους. Ακολουθεί μια σύντομη περιγραφή του Ελληνικού ορογενούς και στοιχεία σύγκρισης της εξέλιξης του με την εξέλιξη του ορογενούς των Άνδεων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

1. Εισαγωγή

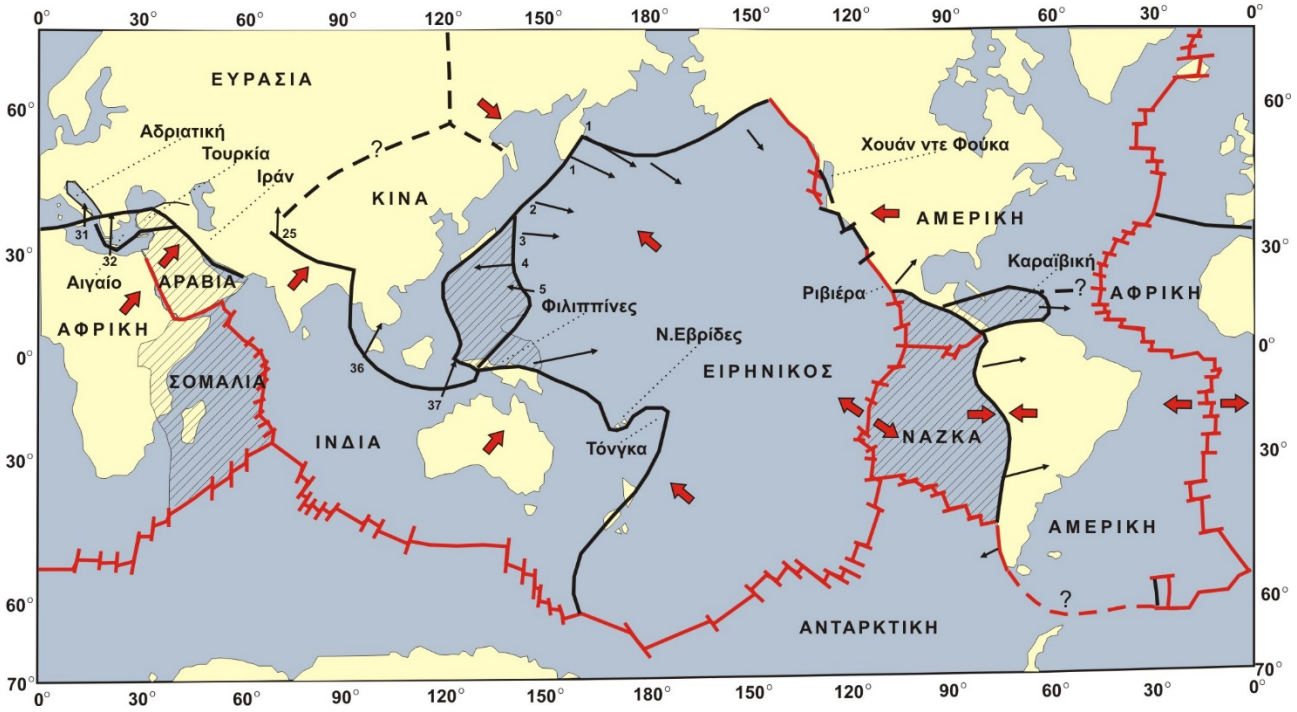
Οι Άνδεις είναι η μεγαλύτερη σε μήκος οροσειρά της Γης. Καταλαμβάνει σχεδόν όλη τη δυτική ακτή της Νότιας Αμερικής, με γενική διεύθυνση Β-Ν. Το μήκος των Άνδεων φθάνει τα 7.000 χλμ. και το πλάτος τους υπερβαίνει σε κάποια γεωγραφικά πλάτη τα 500 χλμ., με το φαρδύτερο μέρος μεταξύ του 18ου και 20ου παραλλήλου του νοτίου ημισφαιρίου (σχήμα 1).

Σχήμα 1: Δορυφορική εικόνα της Νοτίου Αμερικής, όπου διακρίνεται η οροσειρά των Άνδεων ανεπτυγμένη κατά μήκος του δυτικού και νότιου τμήματός της.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Τα υψίπεδα των Άνδεων δημιουργήθηκαν από την υποβύθιση της τεκτονικής πλάκας Nazca (ωκεάνια πλάκα) κάτω από την Νοτιοαμερικανική πλάκα (ηπειρωτική πλάκα) (σχήμα 2). Η οροσειρά καλύπτει μεγάλη επιφάνεια στον χώρο της Λατινικής Αμερικής και πιο συγκεκριμένα τα βουνά των Άνδεων εκτείνονται σε 7 χώρες: την Αργεντινή, τη Βενεζουέλα, τη Βολιβία, τον Ισημερινό, την Κολομβία, το Περού και τη Χιλή.



Σχήμα 2: Απεικόνιση των κυριότερων λιθοσφαιρικών πλακών της Γης (Μουντράκης 2010).

Οι Άνδεις αποτελούνται από δυο τμήματα, την Ανατολική Cordillera και την Δυτική Cordillera. Από πλευράς ύψους , οι Άνδεις αποτελούν την υψηλότερη οροσειρά εκτός Ασίας, με την υψηλότερη κορυφή τους, την Ανονκάγκουα, να φθάνει σε υψόμετρο 6.959 μέτρα.

Τα βουνά των Άνδεων εκτείνονται σε ολόκληρο το δυτικό περιθώριο της Νοτιοαμερικανικής πλάκας πάνω από την υποβυθιζόμενη πλάκα Nazca. Η Νοτιοαμερικανική πλάκα κινείται προς τα δυτικά με ρυθμό που έχει αυξηθεί από 2 σε 3 εκατοστά ανά έτος κατά τα τελευταία 30 εκατομμύρια χρόνια (Silver et al., 1998). Υπάρχει μια δραματική διαφορά στην δομή και την εξέλιξη μεταξύ των κεντρικών Άνδεων (17^{o}-27^{o} N) και των υπολοίπων Άνδεων. Το οροπέδιο Altiplano-Puna των κεντρικών Άνδεων είναι το δεύτερο υψηλότερο οροπέδιο στον κόσμο, μετά το Θιβετιανό οροπέδιο, με μέσο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

υψόμετρο 4 χιλιόμετρα και μια έκταση 500.000 km^2. Το οροπέδιο σχηματίστηκε στο Καινοζωικό από συμπίεση του δυτικού άκρου της Νοτιοαμερικανικής πλάκας έως και 300-350 χλμ. (Isacks, 1988; Allmendinger and Gubbels, 1996; Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997; Kley and Monaldi, 1998; Lamb and Davis, 2003; Elger et al., 2005). Αυτή η συμπίεση δημιούργησε ασυνήθιστα παχύ και όξινο ηπειρωτικό φλοιό (Allmendinger et al., 1997; Beck and Zandt, 2002; Yuan et al., 2002). Αντίθετα, στις βόρειες και νότιες Άνδεις δεν υπάρχουν ψηλά οροπέδια, καθώς έχουν αναφερθεί μόνο μικρού βαθμού συμπιέσεις (e.g. Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997; Kley and Monaldi, 1998).

Ίσως το βασικό ερώτημα της ορογένεσης των Άνδεων είναι γιατί αναπτύχθηκαν υψηλά οροπέδια μόνο στις κεντρικές Άνδεις και μόνο την περίοδο του Καινοζωικού (κυρίως κατά τα τελευταία 30 εκατομμύρια χρόνια), ενώ η πλάκα Nazca βυθίζεται κατά μήκος ολόκληρου του δυτικού περιθωρίου της Νοτιοαμερικανικής πλάκας για περισσότερο από 200 εκατομμύρια χρόνια (e.g. Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

2. **Γεωλογική Δομή των Άνδεων**

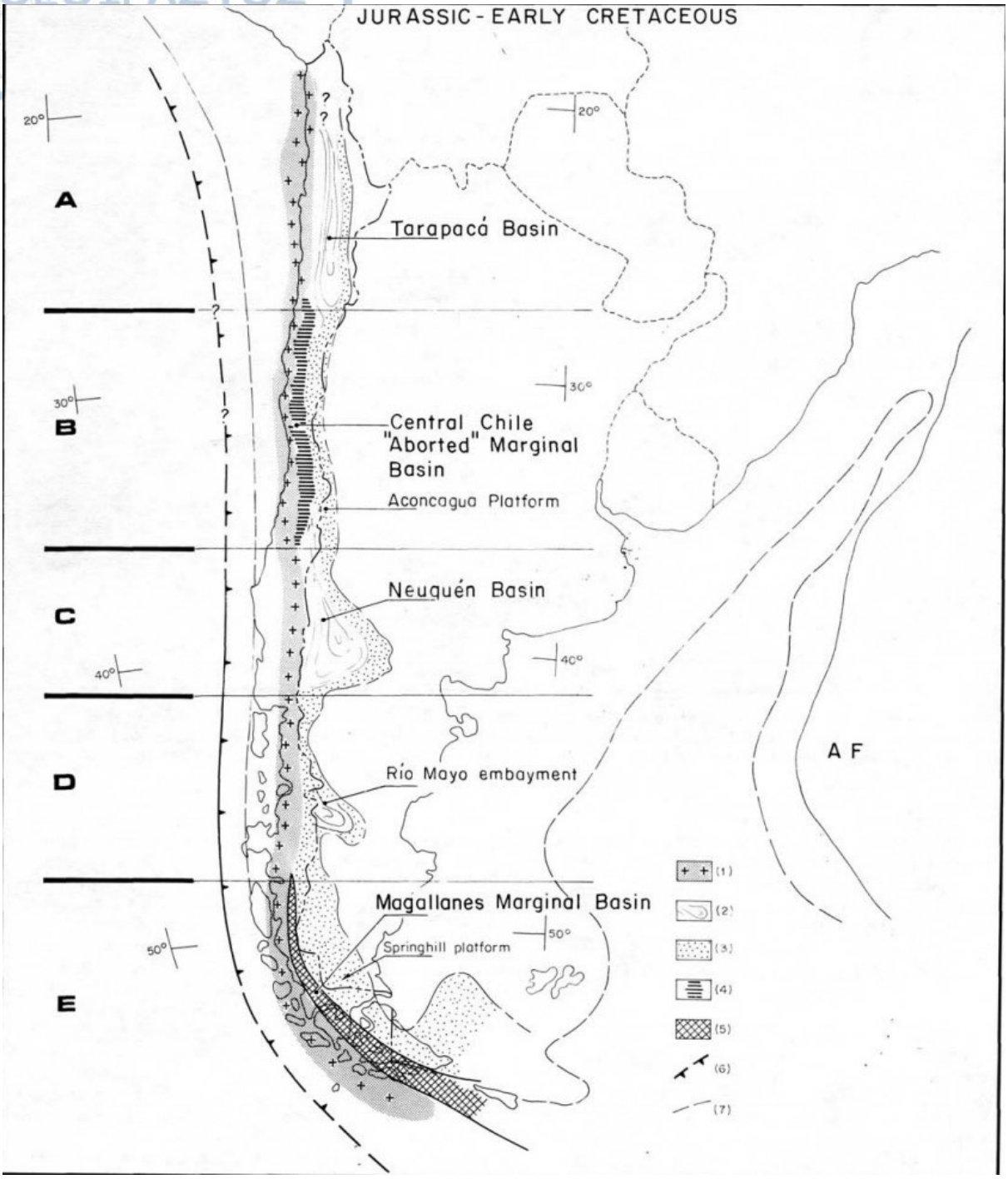
Η Cordillera των Άνδεων είχε θεωρηθεί ένα απλό μοντέλο μιας οροσειράς, αλλά οι λεπτομερείς αναλύσεις της γεωλογικής της εξέλιξης έδειξαν μια πιο περίπλοκη ιστορία. Κατά της αρχές του Παλαιοζωικού, το ΝΔ περιθώριο της ηπείρου Gondwana ήταν κοντά στη δυτική πλευρά της σημερινής Sierras Pampeanas της Αργεντινής. Η περιοχή της σημερινής PreCordillera ήταν μια ανθρακική πλατφόρμα, με έναν ωκεανό προς τα δυτικά, ο οποίος χώριζε ένα μικρό ηπειρωτικό κομμάτι, το Χιλιανό έδαφος, από το υπόλοιπο της Gondwana. Αυτή η λεκάνη του ωκεανού καταστράφηκε σε μια ζώνη υποβύθισης κάτω από το Sierras Pampeanas, κατά την διάρκεια του Δεβόνιου, όταν το Χιλιανό ηπειρωτικό τέμαχος μετακινήθηκε ανατολικά και έφτασε στο ηπειρωτικό περιθώριο της Gondwana. Στη συνέχεια σχηματίστηκε μια νέα ζώνη υποβύθισης στη δυτική πλευρά του ηπειρωτικού τεμάχους, αφήνοντας ένα μεγάλο συσσωρευόμενο πρίσμα στη θέση της σημερινής παραλιακής περιοχής της Χιλής. Ένα μαγματικό τόξο ηλικίας τέλη Παλαιοζωικού – αρχές Μεσοζωικού, που αποτελούταν από μια ζώνη γρανιτοειδών και σχετικών ρυολιθικών ηφαιστειακών πετρωμάτων, αναπτύχθηκε σε αυτό το συσσωρευόμενο πρίσμα και στο παρακείμενο ηπειρωτικό τέμαχος (Mpodozis and Ramos, 1989).

Η πλευρική ανάπτυξη του ηπειρωτικού περιθωρίου έληξε στο Παλαιοζωικό και στις αρχές του Μεσοζωικού αναπτύχθηκε ένα μαγματικό τόξο και σχετικές λεκάνες πίσω από το τόξο (back-arc basins) στη βάση του τέλους του Παλαιοζωικού. Η επακόλουθη υποβύθιση ή τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης εξάλειψαν τα μεγάλα κομμάτια των Παλαιοζωικών τμημάτων του τόξου. Στη βόρεια Χιλή, αυτές οι διαδικασίες έφτασαν στο μέγιστο, με αποτέλεσμα να σχηματιστεί ένα μαγματικό τόξο ηλικίας Ιουρασικού στο σημερινό ηπειρωτικό περιθώριο (Mpodozis and Ramos, 1989).

Το ενδιαφέρον χαρακτηριστικό της Μεσοζωικής εξέλιξης των Άνδεων στην Χιλή και την Αργεντινή είναι πως χωρίζεται σε τμήματα, με βάση διαφορές στη γεωλογική εξέλιξη, αλλαγές στη φύση των λεκανών πίσω από το τόξο, διαφορές στο δομικό στυλ και στη συμπεριφορά που σχετίζονται με τα μαγματικά τόξα των διαφόρων τμημάτων. Ως συνέπεια αυτών των διαφορών, διακρίθηκαν τα ακόλουθα τμήματα (σχήμα 3) (Mpodozis and Ramos, 1989):

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

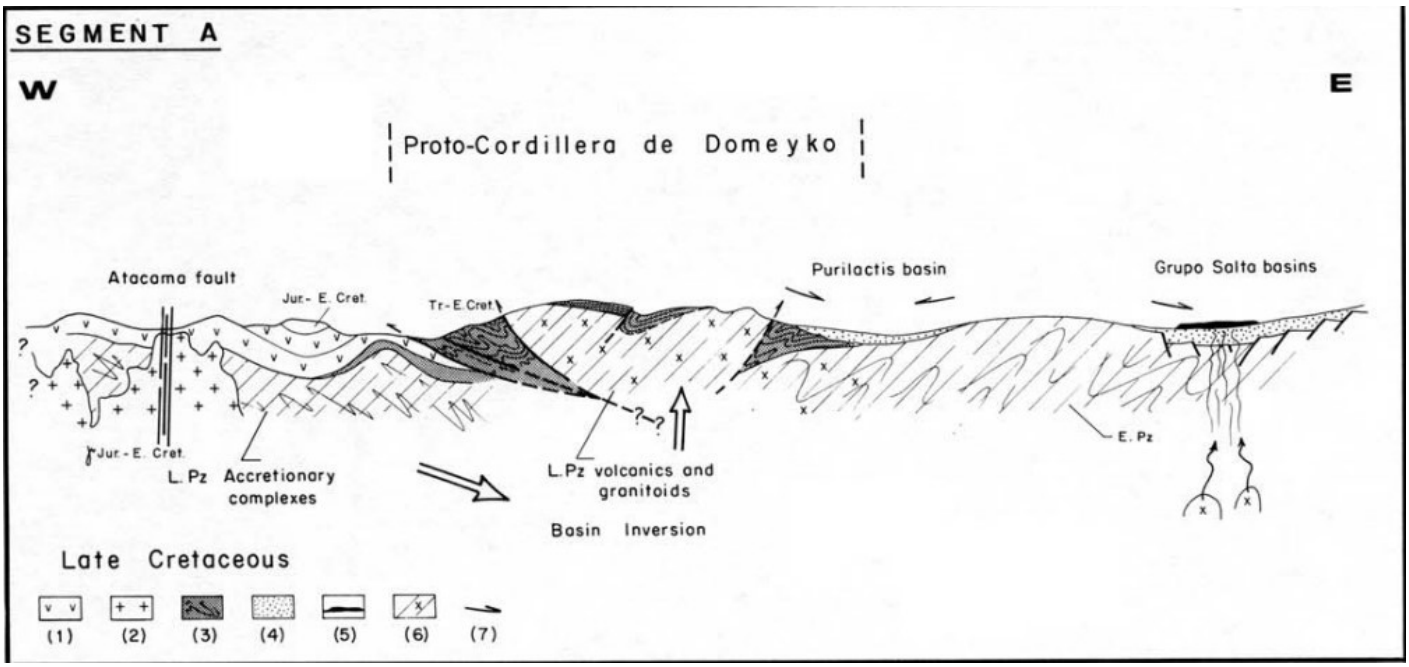


Σχήμα 3: Τόξο Ιουρασικού - Άνω Κρητιδικού και σύστημα οπισθοτόξιας λεκάνης της περιοχής των Άνδεων. 1) Μαγματικό τόξο, 2) Ensialic back-arc basin - οπισθοτόξια λεκάνη, 3) Ιζηματογενή πλατφόρμα, 4) Ηφαιστειακή εκδήλωση ηλικίας άνω Κρητιδικού στην περιοχή της κεντρικής Χιλής, στην “εγκαταλελειμμένη” περιθωριακή λεκάνη, 5) Ωκεάνιος φλοιός της περιθωριακής λεκάνης Magallanes του Άνω Κρητιδικού, 6) Πιθανή συνέχεια ρήγματος, 7) Ηπειρωτική άκρη υφαλοκρηπίδας. Τα χαρακτηριστικά και η εξέλιξή αναφέρονται στο κείμενο. (Mpodozis and Ramos, 1989)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

- Το **Τμήμα Α** (21ο-27ο N) είχε ένα Ιουρασικής - Άνω Κρητιδικής ηλικίας μαγματικό τόξο διαμορφωμένο στην παράκτια περιοχή της βόρειας Χιλής, στα ανατολικά του οποίου ήταν η λεκάνη Tarapaca, μια ensialic εκτατική οπισθοτόξια λεκάνη, που πληρώθηκε με ανθρακικά και κλαστικά ιζήματα (Harrington, 1961; Naranjo and Puig, 1984; Coira et al., 1982). Η γενικευμένη γεωλογική δομή της περιοχής απεικονίζεται στη γεωλογική τομή του σχήματος 4.



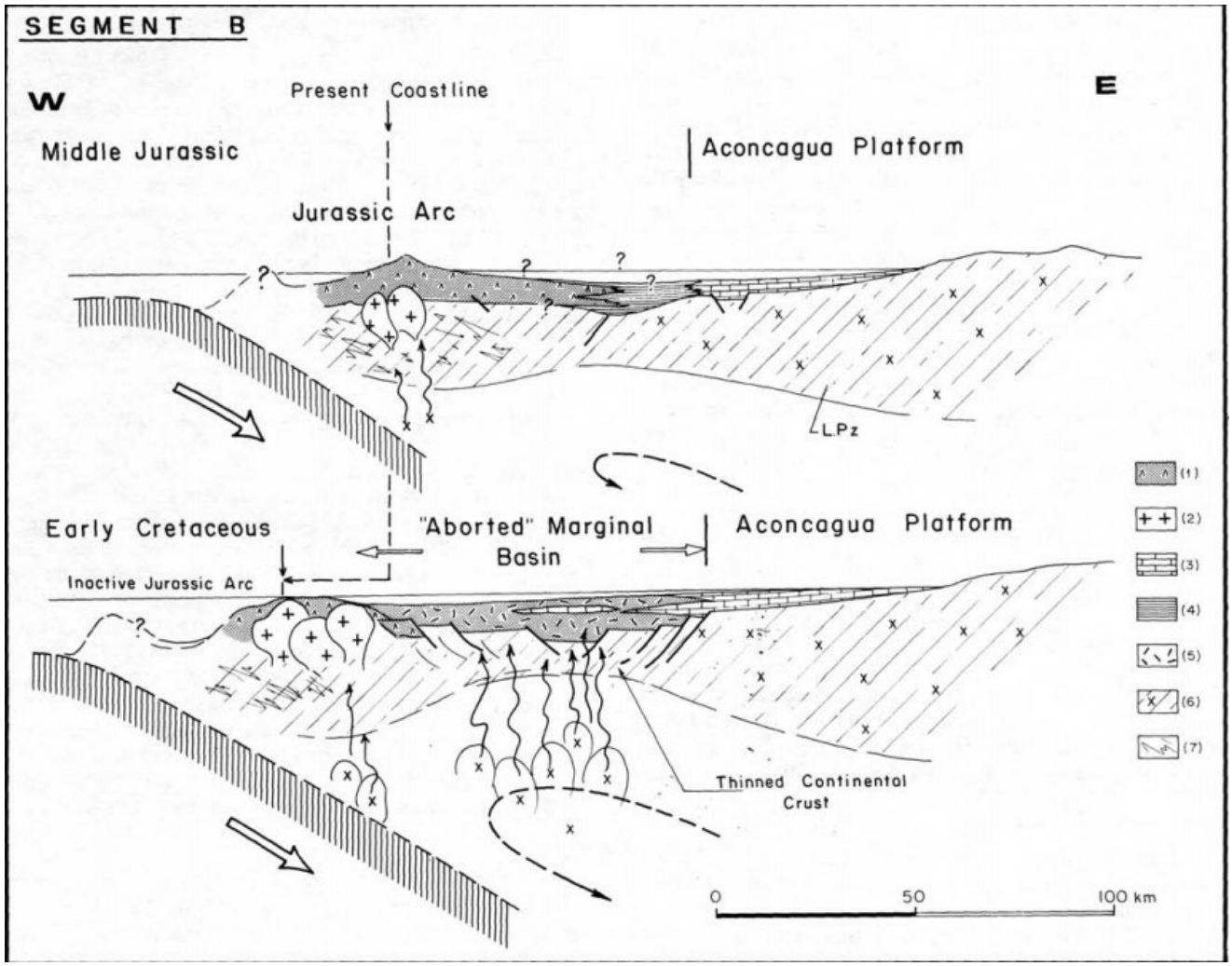
Σχήμα 4: Γεωλογική τομή στις 25ο N στην περιοχή των Άνδεων, αμέσως μετά την παραμόρφωση στα μέσα Κρητιδικού. 1) Ηφαιστειακά πετρώματα από το εξαφανισμένο τόξο La Negra, 2) Γρανίτης Ιουρασικού - Άνω Κρητιδικού, 3) Παραμορφωμένα ιζήματα της οπισθοτόξιας λεκάνης Tarapaca, 4) Ιζηματογενή πετρώματα (ερυθροστρώματα-redbeds) αποτελούμενα από ψαμμίτη, άργυλο και σχιστόλιθο, κόκκινου χρώματος λόγω παρουσίας οξειδίων σιδήρου, ηλικίας Κάτω Κρητιδικού, 5) Αλκαλικοί βασάλτες, 6) Ανυψωμένο σιαλικό επίπεδο της λεκάνης Tarapaca για να σχηματιστεί το Proto-Cordillera de Domeyko (PCD), 7) Ένδειξη κατεύθυνσης των ιζημάτων ηλικίας Κάτω Κρητιδικό. Τα μεγάλα βέλη υποδεικνύουν την κατεύθυνση της ανύψωσης στο μέσο Κρητιδικό στο PCD και την ανατολική κατεύθυνση του τόξου La Negra κάτω από το PCD. (Mingram et al., 1979, and Allmendinger et al., 1983).

- Το **Τμήμα Β** (27ο-35ο N) είχε επίσης ένα Ιουρασικό μαγματικό τόξο κατά μήκος της παράκτιας περιοχής. Στις αρχές του Κρητιδικού, η οπισθοτόξια λεκάνη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

εξελίχθηκε σε μια "εγκαταλελειμμένη" περιθωριακή λεκάνη όπου εκχύθηκαν μεγάλες ποσότητες ανδεσιτικών και βασαλτικών ηφαιστειακών πετρωμάτων, τα οποία διασταυρώθηκαν προς ανατολικά με τα ανθρακικά και τα κλαστικά ιζήματα μιας στενής υφαλοκρηπίδας (πλατφόρμα Aconcagua) (Schiller, 1912; Vicente, 1972; Ramos, 1985a, 1985b) κατά μήκος του σταθερού ηπειρωτικού άκρου. Γενικευμένη γεωλογική δομή της περιοχής δίνεται στο σχήμα 5.



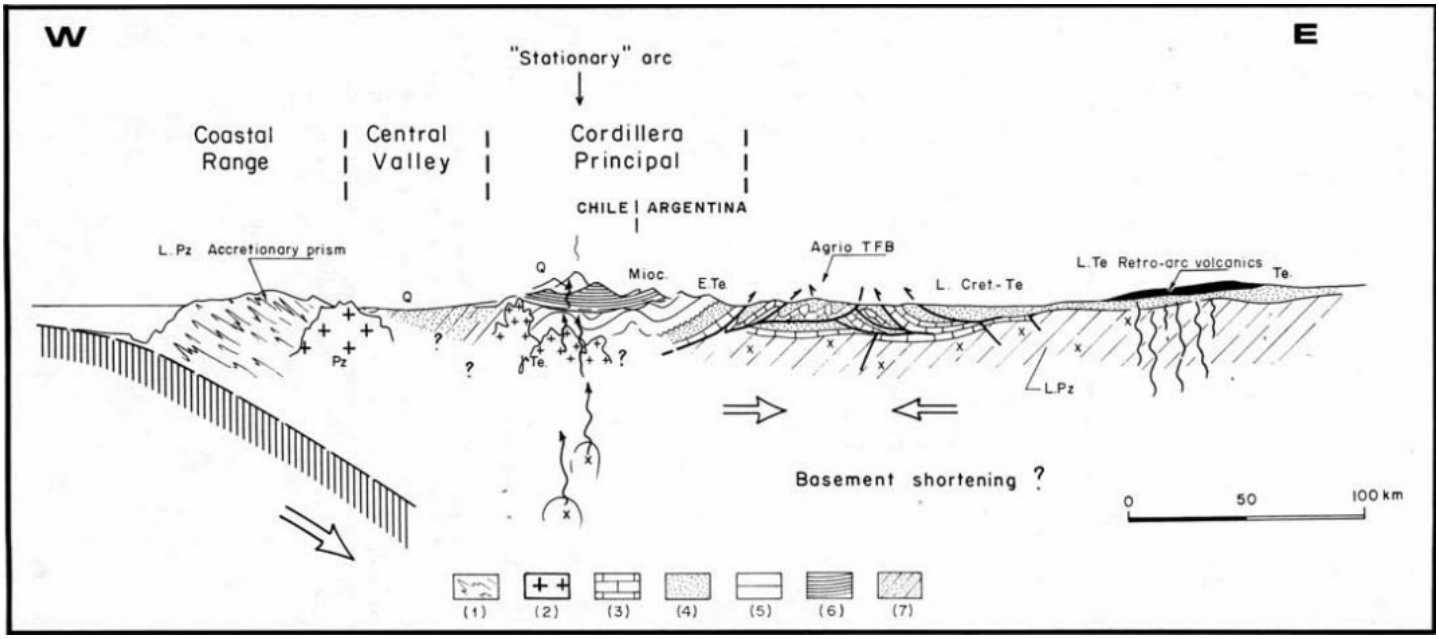
Σχήμα 5: Παλαιογραφικές ενότητες της κεντρικής Χιλής την περίοδο Ιουρασικού - Άνω Κρητιδικού (27°-35° N). 1) Αστριούχα-χαλαζιούχα (λευκοκρατικά) ηφαιστειακά πετρώματα ηλικίας Ιουρασικού, 2) Γρανίτης, 3) Θαλάσσια και ηπειρωτικά ιζήματα της πλατφόρμας Aconcagua, 4) Ιζήματα βαθιάς θάλασσας, 5) Ηφαιστειακό υλικό πλήρωσης της "εγκαταλελειμμένης" περιθωριακής λεκάνης, ηλικίας Άνω Κρητιδικού (ανδεσίτες και βασάλτες), 6) Πλουτωνικά - ηφαιστειακά πετρώματα από το μέτωπο της βάσης της

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Cordillera, ηλικίας Κάτω Παλαιοζωικού, 7) Συσσωρευμένο σύμπλεγμα ηλικίας Κάτω Παλαιοζωικού (Mpodozis and Ramos, 1989).

- Το **Τμήμα C** (35º-40º N) είχε ένα μαγματικό τόξο, το οποίο παρέμεινε στάσιμο από το Ιουρασικό μέχρι και τώρα, κατά μήκος του κύριου άξονα της περιοχής Cordillera. Στα ανατολικά ήταν η λεκάνη Neuquén ηλικίας Ιουρασικού - Κρητιδικού, μια εκτεταμένη και βαθιά λεκάνη απορροής (Groeber, 1953; Malumián et al., 1983). Γενικευμένη γεωλογική δομή της περιοχής δίνεται στο σχήμα 6.

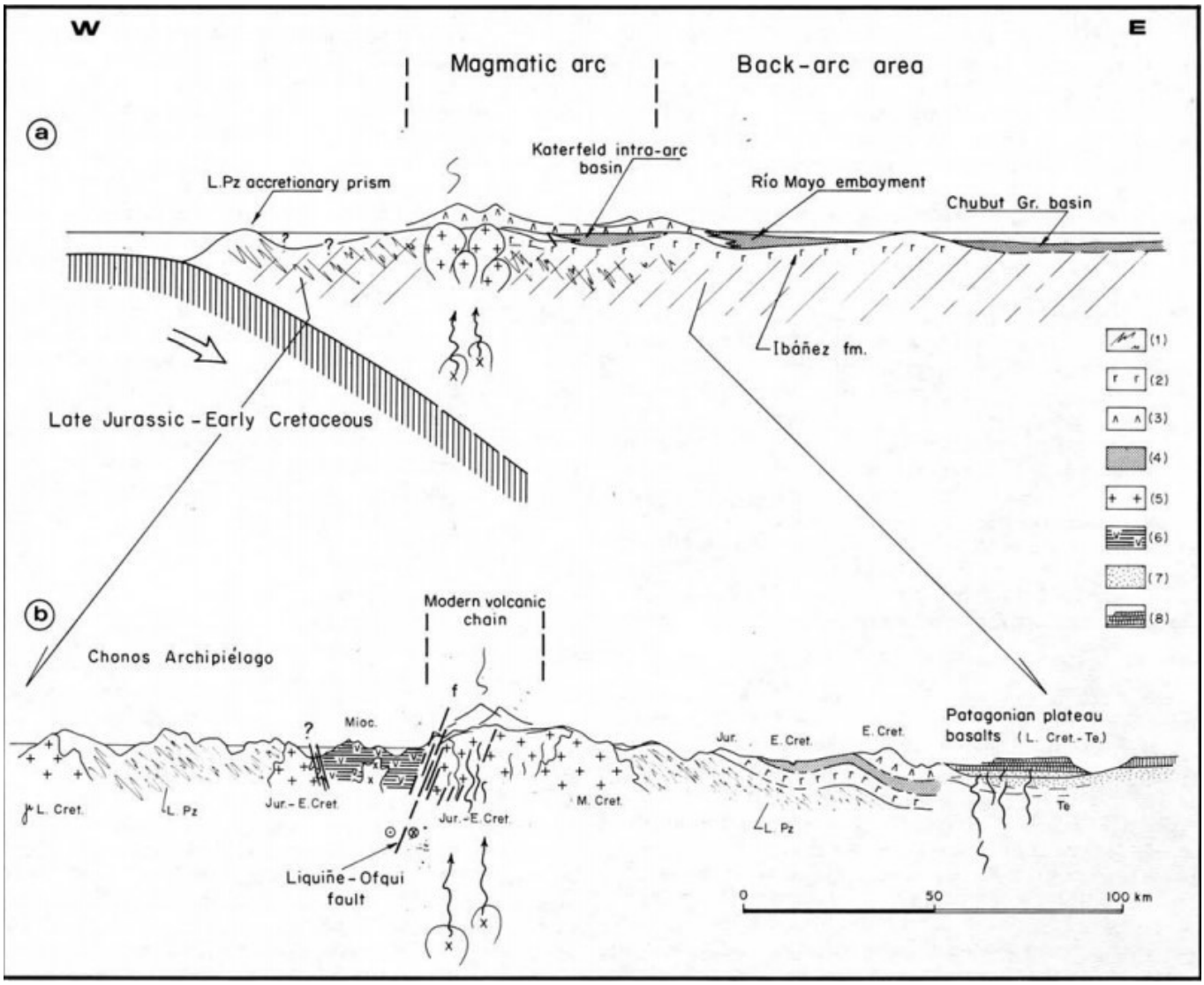


Σχήμα 6: Γεωλογική τομή του τμήματος C. 1) Συσσωρευμένο σύμπλεγμα ηλικίας Κάτω Παλαιοζωικού, 2) Παράκτια πλουτωνικά πετρώματα (γρανοδιορίτης) ηλικίας Κάτω Παλαιοζωικού, 3) Ιζήματα της λεκάνης Neuquén ηλικίας Ιουρασικού - Άνω Κρητιδικού, 4) Ομάδα Neuquén (μια ομάδα γεωλογικών σχηματισμών που βρέθηκαν στην Αργεντινή με το κυρίαρχο καθεστώς να είναι οι αλλουβιακές αποθέσεις) ηλικίας Κρητιδικού, 5) Εναποθέσεις λακτρίνης (ιζηματογενή πετρώματα που σχηματίζονται στο κάτω μέρος των λιμνών) ηλικίας Άνω Καινοζωικού., 6) Ηφαιστειακά πετρώματα (βασάλτης, γρανοδιορίτης) ηλικίας Μειοκαίνου, 7) Ιζηματογενή πετρώματα την κεντρικής κοιλάδας της Χιλής, ηλικίας κάτω Καινοζωικού (Mpodozis and Ramos, 1989).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

- Το **Τμήμα D** (41^{o}-49^{o} N) χαρακτηρίστηκε από ένα μετατοπιζόμενο μαγματικό τόξο και μόνο δευτερεύουσα επέκταση πίσω από το τόξο κατά το Ιουρασικό και της αρχές του Κρητιδικού (Ramos et al., 1982; Niemeyer et al., 1984). Γενικευμένη γεωλογική δομή της περιοχής δίνεται στο σχήμα 7.

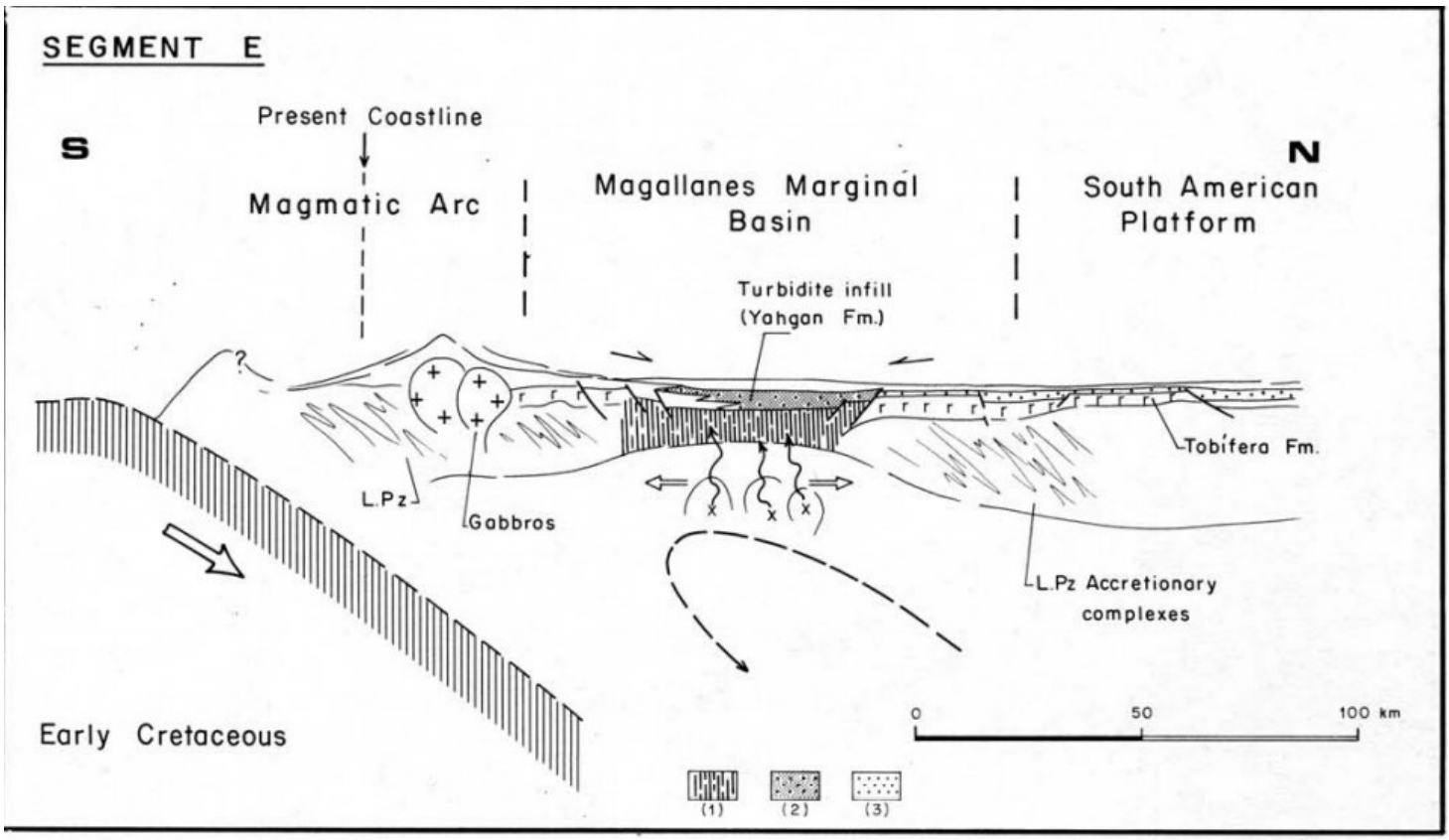


Σχήμα 7: Διαγραμματικές ενότητες για το τμήμα D - (a) Αναπαράσταση κατά το Άνω Κρητιδικό και (b) Δομικό προφίλ (46^{o} N). 1) Συσσωρευμένο σύμπλεγμα ηλικίας Κάτω Παλαιοζωικού, 2) Ρυολιθικά, βασαλτικά και ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα ηλικίας Ιουρασικού, 3) "arc" lavas ηλικίας άνω Κρητιδικού, 4) Ιζήματα λεκάνης εντός του τόξου ηλικίας Άνω Κρητιδικού, 5) Πλουτωνικά πετρώματα Παταγονίας, 6) Traigúen σχηματισμός (πρόκειται για ηφαιστειακά και ιζηματογενή πετρώματα που εναποτέθηκαν σε θαλάσσιο περιβάλλον, όπου βάση και κορυφή του σχηματισμού είναι άγνωστα) ηλικίας Μειόκαινου, 7) Ιζηματογενή πετρώματα ηλικίας Τριτογενούς, 8) Βασαλτικό οροπέδιο Κάτω Κρητιδικού - Τριτογενούς (Mpodozis and Ramos, 1989).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

- Το **Τμήμα Ε** (49^{o} -56^{o} N) είχε μια οπισθοτόξια ωκεάνια λεκάνη (περιθωριακή λεκάνη Magallanes) που αναπτύχθηκε στα ανατολικά ενός μαγματικού τόξου στις αρχές του Κρητιδικού. Το επακόλουθο κλείσιμο του μέσου Κρητιδικού προκάλεσε το σχηματισμό ενός μεταμορφικού πυρήνα (metamorphic core complex) κατά μήκος της ακτής της περιθωριακής λεκάνης (Nelson et al., 1980). Στην περιοχή αυτή υπάρχει έντονη παρουσία πυριγενών πετρωμάτων, γρανιτών, γρανοδιοριτών, δακιτών, γάββρων, μονζοδιοριτών. Γενικευμένη γεωλογική δομή της περιοχής δίνεται στο σχήμα 8.



Σχήμα 8: Παλαιογραφική τομή για το Άνω Κρητιδικό για το τμήμα Ε. Τα σύμβολα είναι παρόμοια με του σχήματος 5, και: 1) Ωκεάνιος πυθμένας της περιθωριακής λεκάνης των Magallanes, 2) Σχηματισμός Yahgan, πλήρωσης της περιθωριακής λεκάνης από τουρβιδίτες, 3) Θαλάσσιο ιζηματογενές κάλυμμα της Νοτιοαμερικανικής πλατφόρμας ηλικίας Άνω Κρητιδικού (Mpodozis and Ramos, 1989).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

3. **Γεωτεκτονική Εξέλιξη των Άνδεων**

Η γεωτεκτονική εξέλιξη των Άνδεων παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον από το Παλαιοζωικό και μέχρι σήμερα, αφού συνεχίζει να εξελίσσεται η υποβύθιση της ωκεάνιας τεκτονικής πλάκας Nazca κάτω από το ηπειρωτικό τέμαχος της Νοτίου Αμερικής. Η διαδοχή των γεγονότων στην εξέλιξη των Άνδεων κατά γεωλογικές περιόδους περιγράφεται ως εξής:

3.1. **Παλαιοζωϊκό**

- Οι περισσότερες από τις σειρές στην Puna αποτελούνται από πετρώματα ηλικίας *Παλαιοζωικού* που παρουσιάζουν διάφορες φάσεις παραμόρφωσης (Allmendinger et al., 1997).
- Η ανατολική Cordillera που εκτείνεται στο περιθώριο της Puna στην Αργεντινή αποτελείται από μεταγενέστερα πετρώματα ηλικίας *Πρωτεροζωικού*, ιζηματογενείς σχηματισμούς ηλικίας *Παλαοζωικού* και διάφορες παρεμβολές *Παλαοζωικού έως το Μειόκαινο* (e.g. Turner 1972, Jezek et al. 1985) που ανυψώθηκαν κατά μήκος των αμφίδρομων B-BA οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτων και ανάστροφων ρηγμάτων (Mon & Salfity 1995).

3.2. **Ιουρασικό**

- Στις κεντρικές Άνδεις, το ηφαιστειακό τόξο βρισκόταν κατά μήκος της σημερινής παράκτιας περιοχής από το *Ιουρασικό έως τις αρχές του Κρητιδικού*. Τα απομεινάρια του διατηρούνται στην παράκτια Cordillera του Περού. Το τόξο στη συνέχεια μετατοπίστηκε προς τα ανατολικά και βρισκόταν στους πρόποδες της δυτικής Cordillera από τις αρχές *του Κρητιδικού έως τις αρχές του Ηωκαίνου* (Dengo and Covey, 1993).
- Το μεγαλύτερο μέρος της Cordillera χαρακτηρίζεσαι από παχιές ακολουθίες *Κάτω - Μέσου Ιουρασικού έως Άνω Κρητιδικού* ηφαιστειακών και ηφαιστειοκλαστικών πετρωμάτων ανδεσιτικής σύστασης (Ramos, 1979; Haller and Lapido, 1980; Suarez and de la Cruz, 1997).
- Το βόρειο τμήμα των Άνδεων χαρακτηρίζεται από τον μέσο έως υψηλού βαθμού μεταμορφικό πυρήνα που σχετίζεσαι με τους γρανίτες ηλικίας *Κάτω Παλαιοζωικού*.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

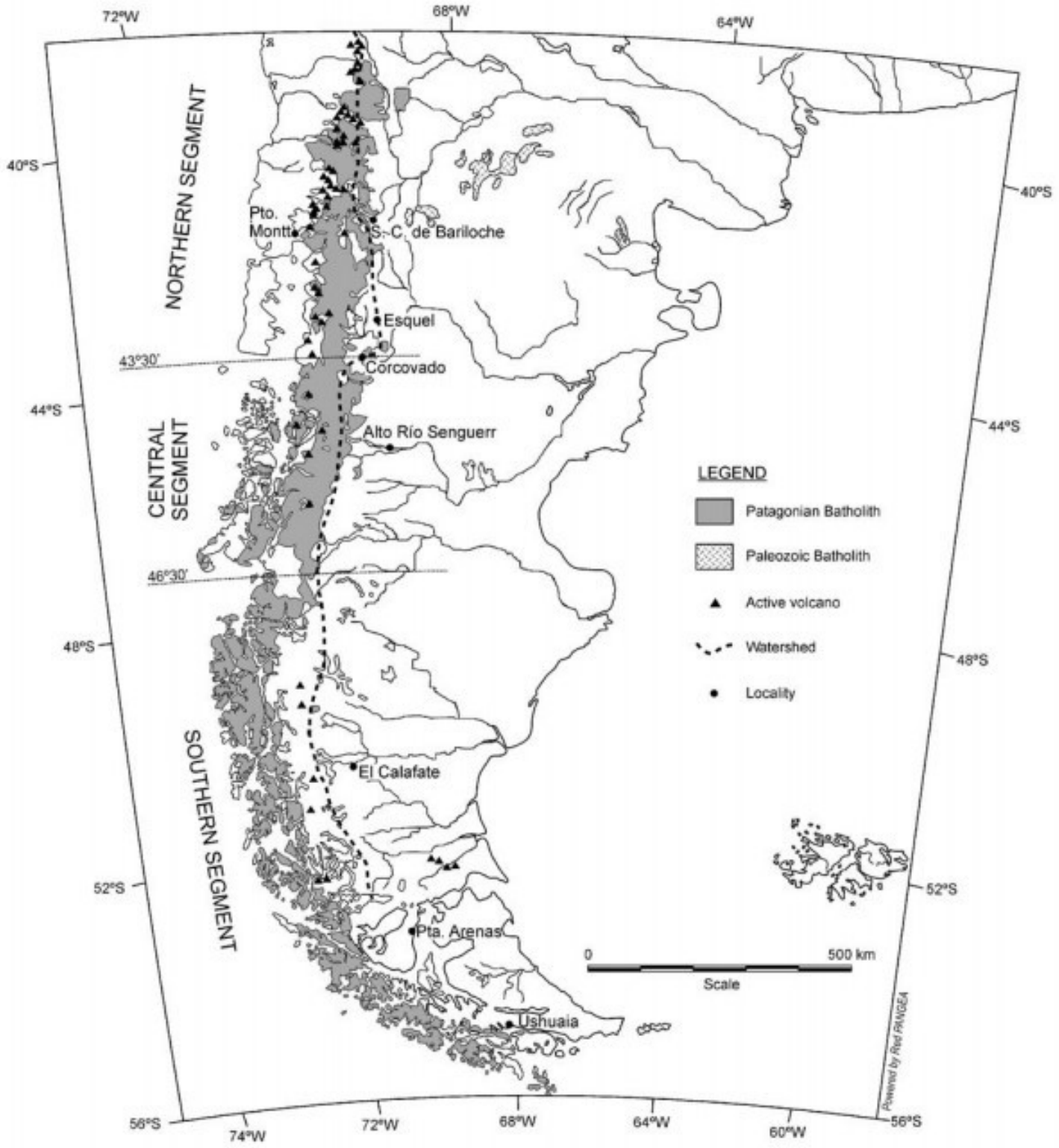
Αυτά τα πετρώματα επικαλύπτονται από θαλάσσιες ιζηματογενείς και ηφαιστειακές ακολουθίες ηλικίας *Ιουρασικού* οι οποίες με τη σειρά τους καλύπτονται από πυκνές ηφαιστειακές ακολουθίες και θαλάσσια πετρώματα ηλικίας *Άνω Παλαιογενούς*. Σε αυτούς τους σχηματισμούς διεισδύει ο βαθόλιθος της Παταγονίας - Patagonian Batholith, που σ' αυτό το τμήμα των Άνδεων είναι κυρίως ηλικίας *Κρητιδικού* (σχήμα 9) (Dessanti, 1972).

3.3. **Κρητιδικό**

- Αναφορικά με τις κεντρικές Άνδεις, από το *Τριαδικό έως το Κρητιδικό*, η υποβύθιση κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου της νότιας Αμερικής συσχετίστηκε, παράλληλα με ένα εφελκυστικό - transtensional καθεστώς πίσω από το τόξο (Coney and Evenchick, 1994). Περίπου στα 89 Ma (Κάτω Κρητιδικό), το τεκτονικό καθεστώς πίσω από το τόξο έγινε συμπιεστικό, όπως αποδεικνύεται από παρατηρήσεις στην περιοχή Altiplano-Puna (Sempere et al., 1997). Η απόθεση στην λεκάνη των Άνδεων αυξήθηκε στα 78 Ma (Κάτω Κρητιδικό) και πάλι περίπου στα 58 Ma (Κάτω Παλαιόκαινο). Οι Sempere et al. (1997) θεώρησαν την τελευταία ημερομηνία ως αντιπροσωπευτική για την έναρξη της "κλασσικής" ιζηματογένεσης. Κατά παράδοση, η συμπίεση θεωρήθηκε ότι είχε συμβεί σε έξι μικρά στάδια που χωρίζονται από περιόδους εφελκισμού (e.g. Megard et al., 1984; Sebrier et al., 1988). Πιο πρόσφατες μελέτες δείχνουν ότι η παραμόρφωση έλαβε χώρα με αρκετά σταθερό ρυθμό, δημιουργώντας μια ζώνη επώθησης και ένα σύστημα λεκανών πίσω από το μέτωπο σύγκλισης, που μετανάστευσαν προς τα ανατολικά (Jordan et al., 1983, 1997; Sempere, 1995; Horton and DeCelles, 1997; Sempere et al., 1997).
- Αυξήθηκε η απόθεση στην λεκάνη των Άνδεων περίπου στα 73 Ma *(Κάτω Κρητιδικό)* και πάλι περίπου στα 58 Ma *(Παλαιόκαινο)* (Sempere et al., 1997).
- Από τα νεότερα επεισόδια της θαλάσσιας ιζηματογένεσης ήταν στα *τέλη Κρητιδικού* στην κεντρική και ανατολική Cordillera και στην κοιλάδα Magdalena (Cooper et al., 1995).
- Κατά το *τέλος Κρητιδικού - Παλαιόκαινο*, ένα ηφαιστειακό τόξο συγκρούστηκε με το περιθώριο της Νότιας Αμερικής από το βόρειο Πέρου έως την Κολομβία. Τα υπολείμματα του τόξου διατηρούνται στη δυτική Cordillera του Ισημερινού και της Κολομβίας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 9: Η επέκταση του βαθόλιθου της Παταγονίας - Patagonian Batholith και τα διάφορα τμήματα της Patagonian Cordillera (Ramos and Ghiglione, 2008).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

- Η ανάδυση της δυτικής και κεντρικής Cordillera πραγματοποιήθηκε κυρίως στα *τέλος Κρητιδικού - Παλαιόκαινο.*
- Κατά το *τέλος του Κρητιδικού* έλαβε χώρα η πρώτη εισχώρηση από τον Ατλαντικό, με αποτέλεσμα την άνοδο της στάθμης στην περιοχή της Patagonian Cordillera και την πλημμύρα της (Arguirre-Urreta, 2002; Arbe, 2002).
- Οι νηριτικές αποθέσεις του σχηματισμού El Molino δείχνουν ότι το Altiplano βρισκόταν στο επίπεδο της θάλασσας στο *Κάτω Κρητιδικό* (Sempere et al., 1997).

3.4. **Παλαιόκαινο**

- Το Altiplano ήταν στο επίπεδο της θάλασσας μέχρι περίπου τα 60 Ma *(Κάτω Παλαιόκαινο)* και γενικά η περιοχή της Puna και η ανατολική Cordillera ήταν στο επίπεδο της θάλασσας επίσης κατά το Παλαιόκαινο (Gregory-Wodzicki, 2000).
- Σε γενικές γραμμές, η επώθηση και η συμπίεση του φλοιού στην οροσειρά των Άνδεων προχώρησε από δυτικά προς ανατολικά. Από το *Παλαιόκαινο ως το Άνω Ολιγόκαινο (60-30*Ma*)*, η περιοχή ανατολικά του σημερινού μαγματικού τόξου λειτούργησε κυρίως σαν ορεινή λεκάνη στη ζώνη συμπίεσης στη Χιλή (Sempere et al., 1997), ωστόσο σημειώθηκε κάποια συμπίεση και στην ανατολική Cordillera και στο ανατολικότερο μέρος στο Altiplano (Kennan et al., 1995). Η θέση της παραμόρφωσης μετατοπίστηκε έντονα ανατολικά ξεκινώντας από περίπου *27* Ma *(Ολιγόκαινο)*.
- Η πιο περιφερειακά εκτεταμένη μονάδα στην περιοχή Altiplano-Puna είναι ερυθροστρώματα - redbeds (ιζηματογενές σχηματισμός αποτελούμενος από ψαμμίτη, ιλυόλιθο και σχιστόλιθο, με κόκκινο χρώμα λόγω της παρουσίας του οξειδίου του τρισθενούς σιδήρου) που φτάνουν σε πάχος τα 5 χλμ και εκτείνονται από το *Κάτω Παλαιόκαινο έως το Ολιγόκαινο.*

3.5. **Ηώκαινο**

- Κατά τις αρχές του *Ηώκαινου* σταμάτησε η μετατόπιση προς τα ανατολικά του ηφαιστειακού τόξου, που είχε ξεκινήσει αρχικά από το *Ιουρασικό* στις Κεντρικές Άνδεις.
- Η παραμόρφωση κατά το *Ηώκαινο* στις κεντρικές Άνδεις επηρέασε την δυτική Cordillera και ορισμένες τοπικές περιοχές της εμπροσθοτόξιας λεκάνης (Sempere et al., 1997; Lamb and Hoke, 1997; Jordan et al., 1997). Η θέση επώθησης στην συνέχεια μετατοπίστηκε προς τα ανατολικά. Η συμπίεση στο Altiplano - Ανατολική Cordillera

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

ξεκίνησε στο *Ολιγόκαινο* μεταξύ 29-25 Ma και συνεχίστηκε μέχρι περίπου τα 10-6 Ma (Sempere et al.,1990; Allmendinger et al.,1997; Jordan et al., 1997; Lamb et al., 1997).

- Κατά το *Ηώκαινο,* νότια του Corcovado (43º30') παρατηρείται έναρξη μιας εκτεταμένης ανάπτυξης αλκαλικών βασαλτικών πετρωμάτων, γνωστών ως βασάλτες Posadas, που έφτασαν την μέγιστη έκταση τους ακόμα πιο νότια.
- Με μέσο υψόμετρο 3700 m, το οροπέδιο Puna περιλαμβάνει ευρείες, εσωτερικά στραγγιζόμενες λεκάνες με παρεμβαλλόμενες οροσειρές Βορρά-Νότου, συχνά μεταξύ 5000 και 6000 m υψόμετρο, και κυρίως οριοθετείται από αριστερόστροφα ρήγματα μεγάλης γωνίας (Turner, 1972). Οι λεκάνες στο Puna-Altiplano περιέχουν ηπειρωτικούς εβαπορίτες, καθώς και ηφαιστειακές και κλαστικές αποθέσεις πάχους μεταξύ 3 και 5 km (Jordan and Alonso, 1987; Alonso et al., 1991). Η συστολή που έλαβε χώρα κατά το *Ηώκαινο-Ολιγόκαινο με Μειόκαινο* σε αυτή την περιοχή και γειτονικές περιοχές στην ανατολική Cordillera, έχει προκαλέσει το σχηματισμό κλειστών λεκανών που βρίσκονται τώρα στο οροπέδιο (Kraemer et al., 1999; Coutand et al., 2001; Carrapa et al., 2005, 2006; Deeken et al., 2006; Ege et al., 2007). Δομικά παρόμοιες, παρόλο που είναι παροδικά κλειστές μερικές φορές, συνδυαζόμενες λεκάνες διαμονής στις παρακείμενες μορφοτεκτονικές επαρχίες της ΒΔ Αργεντινής, σχετίζονται με συστολή κατά τη διάρκεια του *Μειοκαίνου-Πλειστοκαίνου* (Strecker et al. 1989, Marrett & Strecker 2000, Reynolds et al. 2000, Bossi et al. 2001, Hilley & Strecker 2005, Coutand et al. 2006, Mortimer et al. 2007). Το τοπογραφικά χαμηλότερο και τεκτονικά κατώτερο διαμέρισμα Altiplano της Βολιβίας χαρακτηρίζεται επίσης από συνδυαζόμενες ιζηματογενείς λεκάνες, όπου καταγράφηκε επίσης ένα πολύπλοκο ιστορικό θερμικής καθίζησης. Τα ρήγματα και οι πτυχώσεις συσχετίστηκαν με αμφίδρομα συστήματα επώθησης που ήταν ενεργά κυρίως μεταξύ 33 Ma (*Κάτω Ηώκαινο*) και 8 Ma (*Κάτω Μειόκαινο*) (Lamb et al. 1997, Ege 2004, Ege et al. 2007, Elger et al. 2005). Ωστόσο, η λιθοσφαιρική αποκόλληση μπορεί να έχει παίξει βασικό ρόλο στην τελική ανύψωση αυτών των ορεινών περιοχών, το οποίο συνέπεσε με μια γενική μείωση της έντασης της συμπίεσης εντός του οροπεδίου και της ανατολικής Cordillera.
- Στο Salar De Arizaro, κατά το *Ηώκαινο* αποτέθηκαν ψαμμίτες πάχους 2000 μ, σε αμμώδες περιβάλλον, σε μια χερσαία λεκάνη που είχε αναπτυχθεί ανατολικά από ήδη αναδυμένες περιοχές της σημερινής πλευράς των δυτικών Άνδεων (Jordan & Mpodozis 2006). Αυτές οι ενότητες είναι επικαλυμμένες από άμμο και άργιλο ηλικίας *Ολιγοκαίνου - Μειοκαίνου*, με παρεμβαλλόμενες αποθέσεις γύψου, υποδεικνύοντας ένα ημίξηρο περιβάλλον (Jordan & Mpodozis 2006).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

3.6. **Ολιγόκαινο**

- Όξινος μαγματισμός ξεκίνησε στο οροπέδιο των Άνδεων μεταξύ 18° S και 24° S πριν από *25*Ma *(Κάτω Ολιγόκαινο)* (Isacks, 1988) και έχει αποδοθεί στην υποβύθιση της πλάκας Nazca (James et al. 1999). Πάρα την ευρεία έκταση του, η ένταση του μαγματισμού ήταν μικρή.
- Από μελέτες σε ηφαιστειακά πετρώματα σύμφωνα με τους Kay et al. (1991, 1994b) υπολογίστηκε ότι το πάχος του φλοιού (κεντρικές Άνδεις) αυξήθηκε, από 35-40 km που ήταν το *Ολιγόκαινο - Άνω Μειόκαινο,* σε 50-55 km κατά το *Μέσο Μειόκαινο*, και στη συνέχεια το σύγχρονο πάχος είναι 55-65 km (πίνακας 1). Χρησιμοποιώντας την ίδια μέθοδο, ο Kay (1994b) υπολόγισε ότι ηφαιστειακά πετρώματα ηλικίας *25-22 Ma(κάτω Ολιγόκαινο – Άνω Μειόκαινο)* από τον υποτομέα του νότιου Puna υποδηλώνουν ένα πάχος φλοιού 45 km.

Πίνακας 1: Το πάχος του φλοιού βασισμένο στην γεωχημεία των ηφαιστειακών πετρωμάτων (Gregory-Wodzicki, 2000).

Location*	Lat (S)	Age (Ma)	Thick† (km)	M thick§ (km)	Ref#
Sierra de Gorbea (12)	25°30′	5	60	~60	1
Cerros Bravos (11)	27°	22–25	45	43-60	2
Doña Ana, Pulido Fms (11)	28°–33°	16–24	35–40	~55-65	3
C. de Tórtolas, Jotabeche (11)	28°–33°	11–16	50–55	~55-65	3
Pircas Negras (11)	28°–33°	6	55–65	~55-65	3

*Number in parentheses after name gives location on Figure 6.
†Thick—crustal thickness estimated from light rare earth elements (REE) and/or heavy REE or crustal contamination (see text).
§M thick—modern crustal thickness.
#Ref—references: 1—Trumbull et al. (1999); 2—Kay et al. (1994b); 3—Kay et al. (1991).

- Η συμπίεση στο Altiplano - Ανατολική Cordillera, ξεκίνησε στο *Κάτω Ολιγόκαινο*, μεταξύ *29-25* Ma, και συνεχίστηκε μέχρι και περίπου τα *10-6* Ma *(Κάτω Μειόκαινο)*, και οι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

εκτάσεις μετατοπίστηκαν ανατολικά προς την περιοχή των Άνδεων. Τότε γύρω στα 10-6 Ma η παραμόρφωση μετατοπίστηκε ξανά προς τα ανατολικά.

- Θαλάσσια ιζήματα συσσωρεύονται σε διαφορετικούς χρόνους σε κάθε μορφοτεκτονική μονάδα των κεντρικών Άνδεων. Από τα δυτικά προς τα ανατολικά, το Coastal Cordillera και το Pacific Piedmont του Πέρου, βρίσκονταν κοντά ή ήταν στο επίπεδο της θάλασσας κατά το *Ολιγόκαινο.* (Sébrier et al., 1979, 1988; Tosdal et al., 1984).
- Οι θαλάσσιες αποθέσεις ηλικίας *Κάτω Ολιγοκαίνου - Άνω Μειοκαίνου* και στις δύο πλευρές της Cordillera, δείχνουν ότι επικλύσεις του Ειρηνικού μπόρεσαν να λάβουν χώρα στις Άνδεις, πριν από την σημερινή άνοδό τους (Ramos, 1982).
- Ο κύριος παράγοντας που καθόρισε την ανύψωση των νότιων Άνδεων της Παταγονίας, φαίνεται να ήταν η ισχυρή αύξηση του ποσοστού σύγκλισης μαζί με την μείωση της κλίσης της σύγκλισης μεταξύ της ωκεάνιας πλάκας της Nazca και την νοτιοαμερικανικής πλάκας περίπου στα *28-26*Ma*(Ολιγόκαινο)* (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998; Silver et al., 1998).
- Αυξημένη απογύμνωση ξεκίνησε περίπου στα *30-23* Ma *(Ολιγόκαινο)* στην περιοχή κοντά στις ακτές του Ειρηνικού και στην συνέχεια μετανάστευσε 200 χλμ ανατολικά προς την περιοχή του τμήματος της Cordillera έως τα *12 Ma (Μειόκαινο*), και ξεκίνησε πιθανότατα ως αποτέλεσμα της διάβρωσης (Thomson et al., 2001) που υπήρξε λόγω της υποβύθισης σε συνδυασμό με την άνοδο της κορυφογραμμής.
- Στις αρχές του *Ολιγοκαίνου (30* Ma*)* προέκυψε ένας φλοιός πάχους 40-45 χλμ πίσω από το τόξο.
- Ο υψηλός ρυθμός ανάδυσης την Νοτιοαμερικανικής πλάκας πάνω από την πλάκα Nazca επιτεύχθηκε κατά τα τελευταία *30* εκατομμύρια χρόνια *(από το Άνω Ολιγόκαινο) και ειδικά κατά τα τελευταία 10 εκατομμύρια χρόνια (Κάτω Μειόκαινο)*.
- Η συμπίεση στο *Ολιγόκαινο-Μειόκαινο* μπορεί να συνέβαλε σημαντικά στην ανάπτυξη της τοπογραφίας και την ανύψωση της επιφάνειας (Gubbels et al. 1993, Kennan et al. 1997, McQuarrie 2002).
- Σε γενικές γραμμές, η επώθηση και η συμπίεση του φλοιού που είναι τώρα μια υψηλή οροσειρά, προχώρησε από δυτικά προς ανατολικά (Kley et al., 1996; Sempere et al., 1990b). Από το *Παλαιόκαινο έως το άνω Ολιγόκαινο (60-30*Ma*)*,η περιοχή ανατολικά του σημερινού μαγματικού τόξου ήταν που λειτούργησε κυρίως σαν ορεινή λεκάνη στη ζώνη συμπίεσης στη Χιλή (Sempere et al. 1997), ωστόσο σημειώθηκε κάποια συμπίεση στην ανατολική Cordillera και στο ανατολικότερο μέρος στο Altiplano (Kennan et al., 1995; Sempere et al., 1997). Ο τόπος της παραμόρφωσης

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μετατοπίστηκε έντονα ανατολικά ξεκινώντας στα περίπου *27* Μα *(Ολιγόκαινο)* (Marshall and Sempere, 1991; Marshall et al., 1993; Sempere et al., 1990b).

- Στο νότιο άκρο του οροπεδίου του Altiplano, η χημεία της λάβας ηλικίας *Ολιγοκαίνου - Άνω Μειοκαίνου,* υποδηλώνει ότι ο φλοιός είχε πάχος περίπου 50 χλμ κάτω απ το σημερινό δυτικό άκρο του οροπεδίου (Kay et al. 1994a).
- Η μακροπρόθεσμη κινηματική ιστορία της ανατολικής Cordillera είναι σχετικά γνωστή ειδικά για την περίοδο περίπου *27-8* Μα *(Ολιγόκαινο-Μειόκαινο)* (Herail et al., 1996; Horton, 1996; Tawackoli et al., 1996). Το τέλος της παραμόρφωσης στην ανατολική Cordillera τοποθετείται γενικά στα *10-9* Μα *(Μειόκαινο*), βάσει της κατανομής και της παραμόρφωσης της διαβρωμένης επιφάνειας του San Juan Del Oro (Gubbels et al., 1993).
- Η ανύψωση στην περιοχή του Altiplano ξεκίνησε περίπου στα *25* Μα *(Ολιγόκαινο)*, την περίοδο που παρατηρούνταν αυξημένο ποσοστό σύγκλισης και υποθετική ρηχή υποβύθιση, και η άνοδος στην Puna ξεκίνησε 5-10 Μα αργότερα, δηλαδή στο *Μειόκαινο*, όταν ένα επεισόδιο υποβύθισης με μικρή γωνία, λέπτυνε και θερμικά μαλάκωσε τη λιθόσφαιρα που βρίσκεται κάτω από την περιοχή που ετοιμαζόταν να δημιουργηθεί η οροσειρά.
- Η πιο περιφερειακά εκτεταμένη μονάδα είναι και η παλιότερη, ερυθροστρώματα – redbeds (ιζηματογενής σχηματισμός αποτελούμενος από ψαμμίτη, ιλυόλιθο και σχιστόλιθο, με κόκκινο χρώμα λόγω της παρουσίας του οξειδίου του τρισθενούς σιδήρου) που φτάνουν σε πάχος τα 5 χλμ και εκτείνονται από το *Κάτω Παλαιόκαινο έως το Ολιγόκαινο* (Alonso et al., 1991; Evernden et al., 1977; Kennan et al., 1995; Pascual et al., 1978; Sempere et al., 1997; Vandervoort, 1993).

3.7. **Μειόκαινο**

- Το *Μειόκαινο* ξεκίνησε η ανύψωση της Patagonian Cordillera. Μπορεί να χωριστεί σε 3 τμήματα που έχουν διαφορετικές γεωλογικές ιστορίες, που αντικατοπτρίζουν και τη διαφορετική τεκτονική εξέλιξη αυτών των τομέων των Νότιων Άνδεων. Το βόρειο τμήμα εκτείνεται από 39º00΄ έως 43º30΄ Ν, το κεντρικό τμήμα από 43º30΄ έως 46º30΄ Ν και το νότιο τμήμα εκτείνεται νοτιότερα αυτού του γεωγραφικού πλάτους. Όλα αυτά τα τμήματα έχουν από κοινού μια συνεχή ζώνη βαθόλιθου κατά μήκος της δυτικής πλαγιάς των Άνδεων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

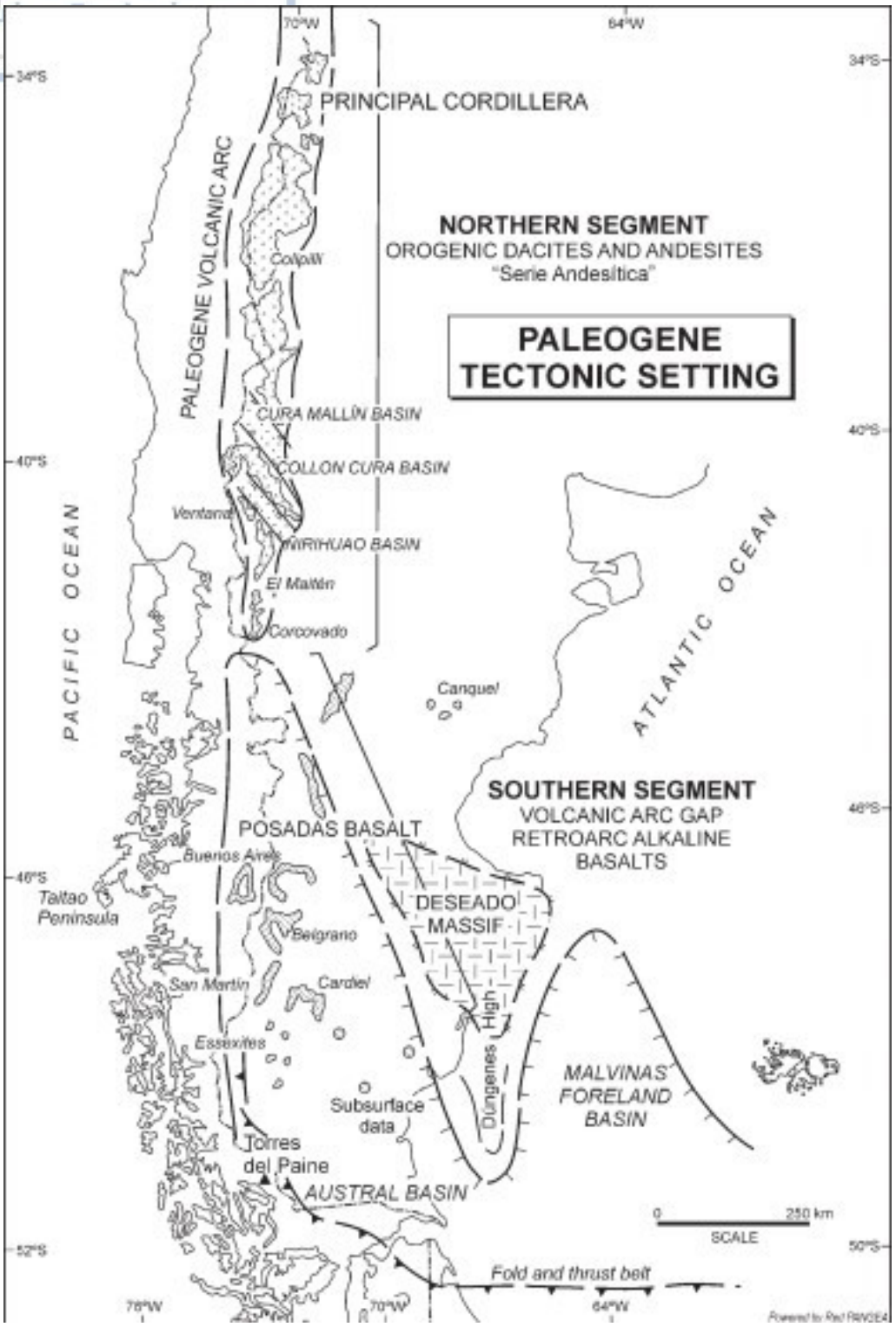
3.7.1. ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΠΟΥ ΕΛΑΒΑΝ ΧΩΡΑ ΣΤΙΣ PATAGONIAN ΑΝΔΕΙΣ

Τα διακριτά γεωλογικά χαρακτηριστικά των διάφορων τμημάτων ελέγχονται σε μεγάλο βαθμό από τεκτονικές διεργασίες. Το όριο μεταξύ βόρειων και κεντρικών τμημάτων ελέγχεται από τη σύγκρουση και την υποβύθιση κατά μήκος της τάφρου ενός ωκεάνιου υβώματος που έλαβε χώρα κατά το Παλαιογενές, το κέντρο Aluk-Farallon (Cande και Leslie 1986). Τα ηφαιστειακά πετρώματα ηλικίας Ηωκαίνου που σχετίζονται με το τόξο του νότιου Corcovado 43º00΄ N (σχήμα 10), συμπίπτουν με την έναρξη της εκτεταμένης ανάπτυξης ηφαιστειακών αλκαλικών βασαλτών, γνωστών ως βασάλτες Posadas, που έφτασαν τη μέγιστη έκταση τους πιο νότια. Αυτοί οι βασάλτες έχουν ερμηνευθεί από τον Ramos και Kay (1992), Kay et al. (2002) και Ramos (2005) ως βασαλτικά οροπέδια που συνδέονται με το σχηματισμό ασθενοσφαιρικών εκδηλώσεων σχετιζόμενων με την υποβύθιση στο κεντρικό τμήμα. Βόρεια απ' αυτά τα γεωγραφικά πλάτη, εκτεταμένα ανδεσιτικά πετρώματα που σχετίζονται με την συμπίεση Ηωκαίνου - Άνω Ολιγοκαίνου, αντιπροσωπεύουν προϊόντα ορογενετικών ηφαιστειακών τόξων (Rapela et al. 1988). Το όριο μεταξύ αυτών των δύο διαφορετικών τμημάτων υποδεικνύει την έναρξη των αλληλεπιδράσεων ωκεάνιου υβώματος - τάφρου, όπως ανέφεραν οι Ramos και Kay (1992).

Το όριο μεταξύ του κεντρικού και του νότιου τμήματος σχετίζεται επίσης με σύγκρουση ωκεάνιου υβώματος προς την τάφρο, που επί του παρόντος παρατηρείται ως αλληλεπίδραση του υβώματος της Χιλής και της χερσονήσου Taitao. Η υποβύθιση του υβώματος της Χιλής εμφανίζεται σε αρκετά τμήματα, από νότο προς βορρά, που ξεκίνησε περίπου στα 15 Ma (Μέσο Μειόκαινο). Βαθυμετρικά δεδομένα από την παρακείμενη περιοχή του ωκεάνιου φλοιού στο ύβωμα της Χιλής, μαζί με την ψηφιακή τοπογραφία, έδειξαν ανύψωση 2000 m νότια της ρηξιγενούς ζώνης στο Taitao, κατά μήκος του άξονα της περιοχής Cordillera. Το Cerro San Valentin (4070 m) ,η υψηλότερη κορυφή στην Patagonian Cordillera, είναι ακριβώς νότια της οροσειράς της Χιλής. Αυτή η δραστική αλλαγή υψομέτρου βόρεια και νότια του παράλληλου 46º 30΄, συμπίπτει με τη σύγκρουση της οροσειράς της Χιλής. Νότια του Cerro San Valentin, υπάρχουν το Cerro San Lorenzo (3706 m) και η οροσειρά που περιβάλλεται από το Hielo Continental Patagonico Norte. Αρκετές κορυφές σε αυτή την οροσειρά είναι πάνω από 3000 m (Cerro Fitz Roy: 3375 m,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 10: Παλαιογεωγραφία των Patagonian Cordillera,στο Παλαιογενές,με ένδειξη του κύριου μαγματικού τόξου. Να σημειωθεί πως νότια του 43º30΄ S δεν υπάρχει καμία ένδειξη κάποιου ενεργού μαγματικού τόξου(τροποποιήθηκε από τον Ramos,2000).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Cerro Bertrand: 3200 m κ.α.). Πρόκειται για γρανιτικά βουνά, που το σημερινό υψόμετρό τους έχει ελάχιστη ανύψωση καθώς οι Μειοκαινικές άνοδοι έχουν ισοσταθμιστεί από την διάβρωση, που κατέστρεψε 4-5 km μητρικού πετρώματος, όπως αποδείχθηκε νοτιότερα στο Torres del Paine (Skarmeta και Castelli, 1997).

Ως αποτέλεσμα των συγκρούσεων των ενεργών ωκεάνιων υβωμάτων κατά τη διάρκεια του Καινοζωικού και της επακόλουθης υποβύθισης αυτών των θερμοδυναμικών διευρυμένων κέντρων του θαλάσσιου πυθμένα, ο λιθοσφαιρικός μανδύας άρχισε να θερμαίνεται απότομα, μειώνοντας το ιξώδες του. Μελέτες που πραγματοποιήθηκαν από τους Ivins και James (2002), δείχνουν ότι το ιξώδες είναι πολύ χαμηλότερο σε αυτόν τον τομέα της Patagonian Cordillera (της τάξης 5-0,2×10^{18} Pa) απ' ότι σε έναν φυσιολογικό ηπειρωτικό κρατήρα(περίπου 10^{21} Pa).

3.7.2. **ΜΕΙΟΚΑΙΝΙΚΗ ΑΝΥΨΩΣΗ ΣΤΙΣ PATAGONIAN ΆΝΔΕΙΣ**

Οι χωρικοί και χρονικοί περιορισμοί της ανύψωσης κατά το Νεογενές της Patagonian Cordillera, καθορίζονται από την κατανομή και την ηλικία μολλασικών αποθέσεων. Είναι αποδεδειγμένο ότι το πάχος των αποθέσεων του Νεογενούς αυξήθηκε ξαφνικά νότια της τριπλής διασταύρωσης Aysen στην χερσόνησο Taitao (46º30΄*N).*

Η μακρόχρονη κινηματική ιστορία της ανατολικής Cordillera είναι σχετικά γνωστή για την περίοδο περίπου *27-8* Ma *(Ολιγόκαινο-Μειόκαινο).* Αρκετές μελέτες εκτεταμένων και σε μεγάλο βαθμό άθικτων λεκανών του Τριτογενούς, υποδηλώνουν ότι αναπτύχθηκαν απ' τα *τέλη του Ολιγοκαίνου έως τα τέλη του Μειοκαίνου,* και προς το μετωπκό τμήμα και προς την ενδοχώρα, λεπιώσεις. Το τέλος της παραμόρφωσης στην ανατολική Cordillera τοποθετείται γενικά στα *10-9* Ma *(Μειόκαινο*), βάσει της μελέτης της παραμόρφωσης στο διαβρωμένο επιφανειακό τμήμα του San Juan Del Oro. Το σημερινό υψόμετρο αυτών των γρανιτικών βουνών υποδηλώνει ελάχιστη ανύψωση, καθώς αυτές οι ανοδικές κινήσεις ηλικίας *Μειοκαίνου,* έχουν αναιρεθεί από την διάβρωση που εξάλειψε τουλάχιστον 4-5 χλμ εδάφους, όπως επιδείχθηκε πιο νότια στο Torres del Paine (Skarmeta and Castelli, 1997).

Η συμπίεση στο *Ολιγόκαινο-Μειόκαινο* μπορεί να συνέλαβε σημαντικά στην ανάπτυξη της τοπογραφίας και την ανύψωση της επιφάνειας. Το μέγιστο ποσοστό σύγκλισης (15 cm/year) επιτεύχθηκε πριν από *15-10 Ma (Μεσο Μειόκαινο)*, ωστόσο δεν επηρέασε πολύ το ποσοστό συμπίεσης που δεχόταν η περιοχή (Sobolev and Babeyko, 2005).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Η συμπίεση στην ανατολική Cordillera προφανώς συμπύκνωσε το υψηλό οροπέδιο κατά το *Άνω-Μέσο Μειόκαινο (24-10* Ma*).*Η επώθηση στην ζώνη Subandean συνέβαλε στην πάχυνση καθ' όλη τη διάρκεια του *Κάτω Μειοκαίνου έως και σήμερα (από 9* Ma*)*. Έτσι η αύξηση του Altiplano μπορεί να συνέβη κατά το Νεογενές. Αντιθέτως, η συμπίεση για την περιοχή Puna ξεκίνησε μετά τα *20-15* Ma *(Μειόκαινο)* και συνέχισε μέχρι το *Κάτω Πλειόκαινο (1-2* Ma*)* (Allmendinger et al., 1997).

Τα στρώματα που υπερισχύουν των βασαλτών και των redbeds ηλικίας *Μειόκαινου* είναι ποικίλα και μεταβλητά ανά περιοχή. Στο νότιο Altiplano, είναι διαδεδομένα κλαστικά ιζήματα ηλικίας *Άνω-Μέσο Μειόκαινου.* Στην νότια Puna, υπήρχε ένα κενό περίπου μέχρι τα 15Ma *(Μέσο Μειόκαινο)*, όταν άρχισε η συσσώρευση ισχυρών εβαποριτικών στρωμάτων. Δύο θέσεις απόθεσης στο κεντρικό Altiplano (Corque και Tambo), περιέχουν κλαστικά ιζήματα πάχους 3-6 χλμ με παρουσία γύψου, που εκτείνονται στο *Άνω Μειόκαινο* κυρίως και ένα μέρος στο *Μέσο Μειόκαινο* (Kennan et al., 1995; MacFadden et al., 1995). Η λεκάνη Corque καλύπτει επιφάνεια περίπου 10.000-20.000 km^2. Η δομική φύση αυτών των λεκανών δεν είναι καλά καθορισμένη. Επειδή η ανατολική Cordillera και το ανατολικότερο Altiplano ήταν ένας τομέας επώθησης κατά τη διάρκεια αυτού του χρονικού διαστήματος (Horton, 1996; Kennan et al., 1995; Kley et al., 1996; Tawackoli et al., 1996), το Altiplano μπορεί να συμπεριφέρθηκε ως μια λεκάνη απορροής (Baby et al., 1990; Gubbels et al., 1993) η οποία είναι σύμφωνη με την ευρεία περιοχή και το πάχος των στρωμάτων της ηλικίας *Μειοκαίνου.*

Εάν οι λεκάνες του Altiplano ηλικίας *Μέσου Μειοκαίνο* διαμορφώθηκαν ως λεκάνες απορροής ανταποκρινόμενες στην ώθηση που δεχόταν η ανατολική Cordillera, το γεγονός ότι η παραμόρφωση στην ανατολική Cordillera είχε σταματήσει σε μεγάλο βαθμό πριν από περίπου *10* Ma *(Μειόκαινο*) (Gubbels et al., 1993) μπορεί να εξηγήσει την προφανή πτώση της καθίζησης της λεκάνης στο Altiplano κατά τα *τέλη του Μειοκαίνου και του Πλειοκαίνου.*

Κατά τη διάρκεια του *Μέσου Μειόκαινου (περίπου 16-12* Ma*)*, πραγματοποιήθηκαν ορισμένες σημαντικές αλλαγές στην οπισθοτόξια ζώνη, αφού ανδεσιτικές έως και δακιτικές εκρήξεις από το κέντρο απλωθήκαν σε όλη τη νότια Puna και θόλοι στη βόρεια Puna άρχισαν να δημιουργούνται περίπου στα *13* Ma *(Μέσο Μειόκαινο)* στη περιοχή που υπήρχε κενό μαγματικού υλικού (Coira et al., 1993). Βόρεια των 22^o N, οπισθοτόξιες εκρήξεις από το κέντρο, ηλικίας *Μέσου Μειοκαίνου (16-12 Ma),* συνεχίστηκαν στο ανατολικό όριο του Altiplano (Coira et al., 1993; Richter et al., 1992; Soler and Jimenez,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

1993). Η επέκταση του μαγματισμού και του σχηματισμού λεκανοπεδίων στην οπισθοτόξια ζώνη στην περιοχή Puna, είναι σύμφωνη με τη σημαντική ανύψωση του οροπεδίου στο Νότο λίγο πριν και κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου.

Σύμφωνα με τον Isacks (1988), υπάρχουν 2 στάδια ανάπτυξης του οροπέδιου Altiplano-Puna. Κατά το πρώτο στάδιο, η ανύψωση στην περιοχή του Altiplano ξεκίνησε περίπου *25* Ma *(Ολιγόκαινο)*, συμπίπτοντας με αυξημένο ποσοστό σύγκλισης και υποθετική ρηχή υποβύθιση και η άνοδος στην Puna ξεκίνησε 5-10 Ma αργότερα, δηλαδή στο *Μειόκαινο (20-15 Μα),* όταν ένα επεισόδιο χαμηλής γωνίας, σχεδόν επίπεδης υποβύθισης, λέπτυνε και μαλάκωσε θερμικά τη λιθόσφαιρα που βρίσκεται κάτω από την περιοχή που ήταν να γίνει το οροπέδιο (Coira et al., 1993; Kay et al., 1995). Η συμπίεση στο Altiplano σταμάτησε και μετατοπίστηκε ανατολικά ξεκινώντας μεταξύ *12* Ma *(Μέσο Μειόκαινο)* και *6* Ma *(Κάτω Μειόκαινο)*, αλλά η συμπίεση συνεχίστηκε στη Puna μέχρι τα *1-2* Ma *(Κάτω Πλειόκαινο).*

Το νεότερο επεισόδιο θαλάσσιας καθίζησης ήταν στα *μέσα του Μειόκαινου* στην λεκάνη Llanos (Cooper et al., 1995).

Λόγω της ηπειρωτικής κλίσης, η Κολομβία ήταν λίγο πιο κοντά στον ισημερινό κατά τα *μέσα Μειόκαινου*, της τάξης 1^{o}-2^{o} γεωγραφικού πλάτους (Smith et al., 1981).

Τα ιζήματα μετά τον σχηματισμό Santa Cruz είναι σχετικά περιορισμένα σε έκταση και όγκο. Η τελική παραμόρφωση αυτών των αποθέσεων έλαβε χώρα πριν από την έκρηξη του οροπεδίου των βασαλτών κατά το *Μέσο-Κάτω Μειόκαινο (10-12* Ma*)* (Ramos, 1989).

Το παχύτερο γέμισμα της τάφρου προάγει την αδύναμη σύνδεση κατά μήκος της επιφάνειας της πλάκας (e.g. Lamb and Davis, 2003; Sobolev and Babeyko, 2005) και συνεπώς η αύξηση της τροφοδοσίας ιζημάτων στην τάφρο μπορεί να συνέβαλε στην προφανή διακοπή της ανύψωσης στη νότια Cordillera που συνέβη στα *12-10* Ma *(Μειόκαινο)* (Ramos, 1989). Πριν από την σύγκρουση της κορυφογραμμής της Χιλής, η διάβρωση του φλοιού από την υποβύθιση και η ανατολική μετανάστευση ήταν σε λειτουργιά μετξύ *30-23 Ma(Ολιγόκαινο)* και *12 Ma(Μειόκαινο)* (Thomson et al., 2001).

Στις ανατολικές πλαγιές της περιοχής των Άνδεων στην Βολιβία, από βασική μελέτη του παλαιοκλίματος στα ιζήματα που έκαναν οι Uba et al. (2005, 2006), βγήκε το συμπέρασμα ότι επικρατούσε ξηρασία έως περίπου τα *10* Ma *(Μειόκαινο).* Ο Hernandez et al. (1996) έκανε αναφορά για μετάβαση από το ξηρό στο υγρό περιβάλλον σε αυτή την περιοχή κατά τα *τέλη του Μειοκαίνου.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Στις περιοχές ανάμεσα και δίπλα στις λεκάνες, όπως είναι η Pastos Grandes, Hombre Muerto και Siete Curvas, οι Marrett et al. (1994) έδειξαν ότι η επώθηση και η πτύχωση ήταν ενεργές κατά την διάρκεια του *Μέσου Μειοκαίνου,* καθώς και ότι συνεχιζόταν στα τέλη του *Μειοκαίνου και στο Πλειόκαινο.*

Κατά το *Κάτω Μειόκαινο (12-5* Ma*)* σηματοδοτείται η έναρξη μιας έντονης περιόδου πυρομβριτικών εκρήξεων που διήρκεσε μέχρι τα τέλη του *Πλειοκαίνου (3-2* Ma*)* (Coira et al., 1993; Kay et al., 1994a, 1994b; Soler and Jimenez, 1993).

Τόσο η ταχεία καθίζηση όσο και η χαμηλή πλήρωση των λιμνών παρατηρούνται στο Altiplano μεταξύ *13* Ma *(Μέσο Μειόκαινο)* και *9* Ma *(Κάτω Μειόκαινο)*, λίγο πριν την ανύψωση της επιφάνειας κατά τα *τέλη του Μειοκαίνου* (Houseman et al., 2000).

Η περισσότερη δραστηριότητα (>85%) μεταξύ 19^{o} N και 23.5^{o} N συνέβη μεταξύ *8.5* Ma *(Μειόκαινο) και 4* Ma *(Πλειόκαινο)* (Baker and Francis, 1978; Silva et al., 2007).

Έντονη περίοδος ηφαιστειακής δραστηριότητας εμφανίστηκε μεταξύ *12* Ma *(Μέσο Μειόκαινο)* και *5* Ma *(Κάτω Μειόκαινο)* στο Altiplano-Puna και στην ανατολική Cordillera, ενώ η περισσότερη ηφαιστειακή συγκέντρωση παρατηρείται στη δυτική Cordillera (Gregory-Wodzicki, K.M., 2000).

Επίσης παρατηρήθηκε:

- Ανύψωση επιφάνειας της τάξης 2300-3400 m από τα *τέλη του Μειόκαινου* με ρυθμούς ανόδου 0,2-0,3 mm/έτος.
- Ανύψωση επιφάνειας με τιμές 0,6-3 mm/έτος της ανατολικής Cordillera μεταξύ *2-5* Ma *(Κάτω Πλειόκαινο.*

Από το *Μειόκαινο έως το Ολόκαινο* διακρίνεται έλλειψη ηφαιστειακής δραστηριότητας στις “ζώνες επίπεδης πλάκας”. Πρόκειται για περιοχές μεταξύ 2-15^{o} N και 28-33^{o} N, όπου η πλάκα Nazca υποβυθίζεται υπό γωνία 5-10^{o} κάτω από την πλάκα της νότιας Αμερικής (σχήμα 11) (Jordan et al., 1983).

Σε άλλες περιοχές κατά μήκος του περιθωρίου, η πλάκα Nazca υποβυθίζεται υπό γωνία 30^{o}. Αυτές οι απότομης κλίσης ζώνες αντιστοιχούν σε περιοχές πρόσφατης ηφαιστειότητας. Η περιοχή νότια των 33^{o}30΄ N χαρακτηρίζεται ως νότια ηφαιστειακή ζώνη, η περιοχή μεταξύ 15^{o} N και 28^{o} N χαρακτηρίζεται ως κεντρική ηφαιστειακή ζώνη και η περιοχή βόρεια των 2^{o} N χαρακτηρίζεται ως βόρεια ηφαιστειακή ζώνη. Γενικά, οι περιοχές των Άνδεων συμπίπτουν με αυτές τις ηφαιστειακές ζώνες. Οι νότιες Άνδεις αντιστοιχούν στη νότια ηφαιστειακή ζώνη, οι κεντρικές Άνδεις αντιστοιχούν στη κεντρική ηφαιστειακή ζώνη και στις δυο πλευρικές ζώνες, και οι βόρειες Άνδεις αντιστοιχούν στη βόρεια

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

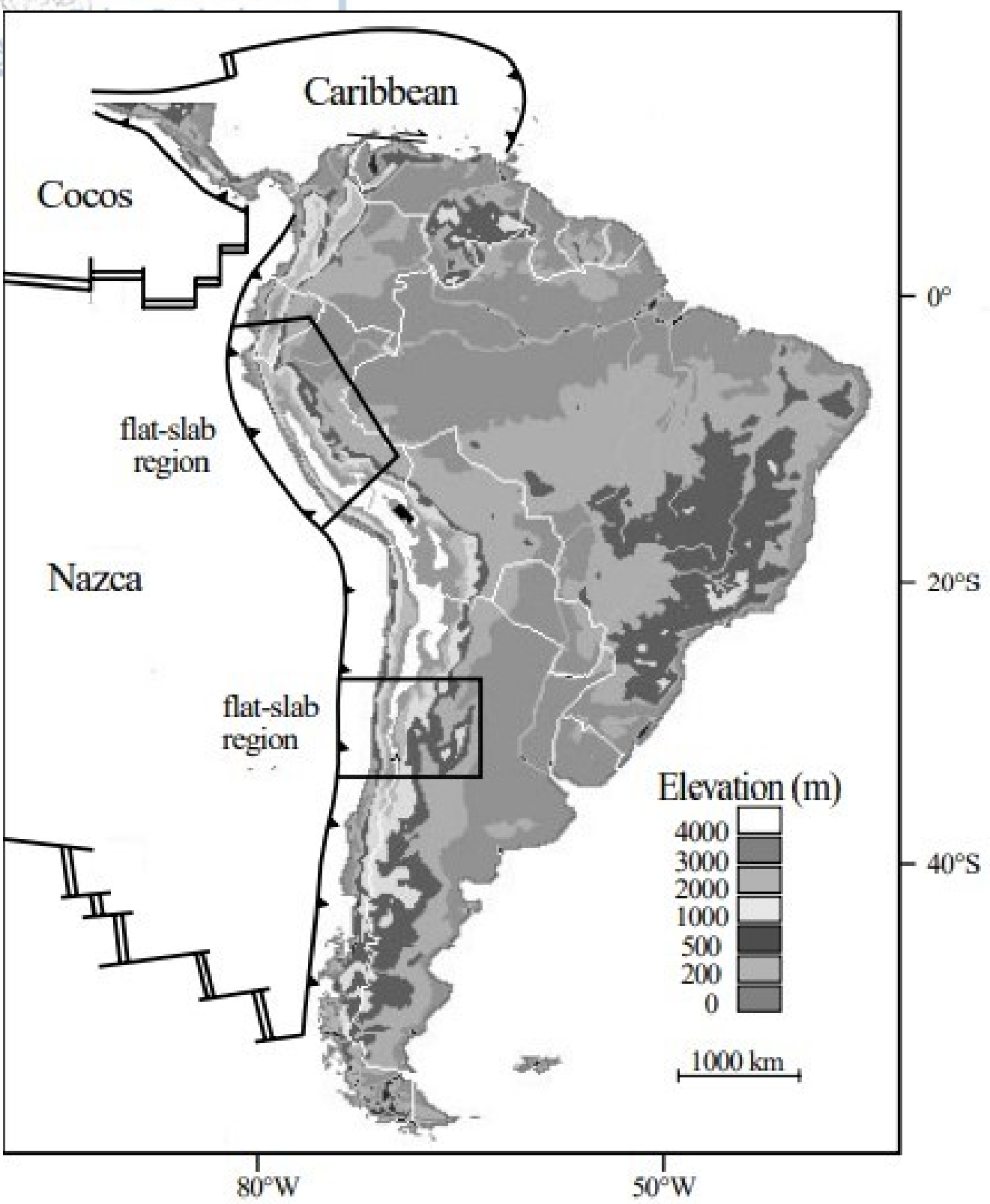
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

ηφαιστειακή ζώνη. Για να γίνει καλύτερη ανάλυση των δεδομένων για τις κεντρικές Άνδεις, ο κεντρικός τομέας των Άνδεων διαιρέθηκε περαιτέρω σε υποκατηγορίες (σχήμα 11):

1) Υποκατηγορία Altiplano, από 15^{o} N έως 24^{o} N.
2) Υποκατηγορία Puna, από 24^{o} N έως 28^{o} N.
3) Υποκατηγορία της Νότιας επίπεδης πλάκας (flat-slab), από 28^{o} N έως 33^{o}30΄ N.
4) **Υποκατηγορία Altiplano**. Στην υποκατηγορία Altiplano το εμπροσθοτόξιο τόξο αποτελείται από τα ερείπια του Μεσοζωικού ηφαιστειακού τόξου (Coastal Cordillera, 1.000-1.500 m.). Το μαγματικό τόξο αποτελείται από ηφαιστειακές κορυφές ευρέως διατεταγμένες πάνω σε οροπέδιο ύψους 4.500 m (Western Cordillera). Πίσω από το τόξο υπάρχει μια ενδοχώρα αποτελούμενη από οροπέδιο πλάτους 250 km, υψομέτρου 3.700 m, με εσωτερική αποστράγγιση (Altiplano) και μία ζώνη επώθησης ηλικίας Μειόκαινου (Eastern Cordillera). Το έδαφος αποτελείται από μια ενεργή, λεπτή ζώνη επώθησης και μια ενεργή λεκάνη απορροής.
5) **Υποκατηγορία Puna**. Η υποκατηγορία Puna είναι μια μεταβατική ζώνη: Το δυτικό τμήμα μοιάζει με την περιοχή Altiplano, επειδή περιέχει ένα ενεργό μαγματικό τόξο (Western Cordillera) και μια ενδοχώρα πού αποτελείται από ένα υψηλό οροπέδιο με εσωτερική αποστράγγιση (Puna) και μια ζώνη επώθησης ηλικίας Μειόκαινου (Eastern Cordillera). Το ανατολικό τμήμα μοιάζει περισσότερο με την Νότια επίπεδη πλάκα (flat-slab), επειδή υπάρχει κάποια υπόγεια εμπλοκή στη ζώνη επώθησης.
6) **Υποκατηγορία Νότιας επίπεδης πλάκας** (flat-slab). Στην υποκατηγορία αυτή, το εμπρόσθιο τόξο βρίσκεται σε μια σταθερή άνοδο της κορυφογραμμής των Άνδεων, η οποία περιέχει ένα ενεργό μαγματικό τόξο και μια ζώνη εφίππευσης. Το νότιο ακρωτήριο αποτελείται από μια λεπτή ζώνη επώθησης και μια ζώνη υπόγειων ανυψώσεων (πρόκειται για τους σχηματισμούς - επίπεδα που βρίσκονται κάτω από μια ιζηματογενή πλατφόρμα ή κάλυμμα, ή γενικότερα κάτω από ιζηματογενή πετρώματα ή ιζηματογενείς λεκάνες) (Sierras Pampeanas, 2.000-6.000m.).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

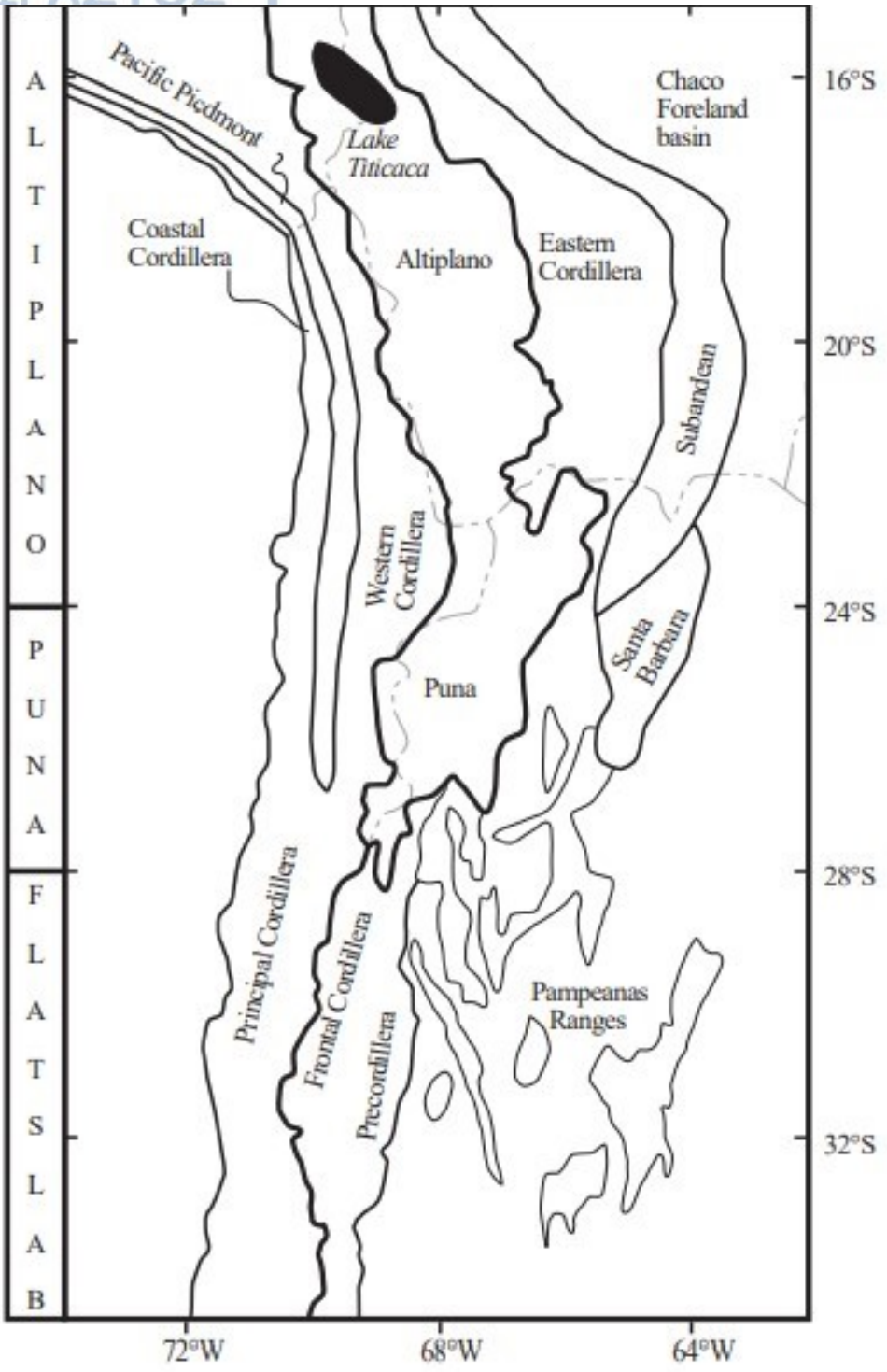
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 11:: Υψομετρικός χάρτης της Νότιας Αμερικής με τις υπάρχουσες διαμορφώσεις των τμημάτων των πλακών (Gregory-Wodzicki, 2000.)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 12:: Υποκατηγορίες και μορφοτεκτονικές επαρχίες των Κεντρικών Άνδεων. Η έντονη γραμμή δείχνει τη θέση του ηπειρωτικού χάσματος(πρόκειται για ένα χάσμα “απορροής” σε μια ήπειρο,έτσι ώστε η λεκάνη απορροής στη μια πλευρά του χάσματος να τροφοδοτείται σε έναν ωκεανό ή θάλασσα,και η λεκάνη από την άλλη πλευρά είτε τροφοδοτείται σε διαφορετικό ωκεανό ή θάλασσα, ή αλλιώς είναι ενδοχωρική,δεν είναι συνδεδεμένη με ανοιχτή θάλασσα)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Από το *Κάτω Μειόκαινο* άρχισαν αλλαγές στην Patagonian Cordillera λόγω μείωσης του ιξώδες του υποκείμενου μανδύα, λόγω της αλληλεπίδρασης της εξάπλωσης του υβώματος και της υποβύθισης κατά τη διάρκεια του *Καινοζωικού*.

Κατά το *Κάτω Μειόκαινο* τεκμηριώθηκε η έναρξη των υγρών κλιματικών συνθηκών στην ανατολική πλευρά των Άνδεων, που συνδυάστηκε με την καθιέρωση δραματικών βαθμίδων κατακρημνίσεως κάθετα προς το ορογενές, και αλλαγές στις τεκτονικές διεργασίες στην ορογενετική σφήνα των Άνδεων.

Η ανύψωση της Sierras Pampeanas ξεκίνησε στα *τέλη του Μειοκαίνου* μετά την τελευταία περίοδο του Τριτογενούς στις Άνδεις (e.g., Ramos and Alonso, 1995; Ramos et al., 2002; Sobel and Strecker, 2003), επιταχύνθηκε μετά από περίπου *4* Ma *(Άνω Πλειόκαινο)*, και κορυφώθηκε μετά από 3 Ma (Strecker et al., 1989; Bossi et al., 2001). Στα δυτικά, το Sierras Pampeanas οριοθετείται από μια ζώνη πτυχώσεων και επώθησης ηλικίας *20* Ma *(Μειόκαινο*) (e.g. Ramos et al., 2002).

Οι τελευταίες αποθέσεις δείχνουν μεγαλύτερη παρουσία υγρασίας στα *τέλη του Μειοκαίνου* έως το *Άνω Πλειόκαινο*, θα μπορούσε όμως να πει κανείς το αντίθετο, λόγω δεδομένων που συλλέχθηκαν στις λεκάνες Lauca και Quillaga-Llamara στις 18^{o} N και μεταξύ 21 και 22^{o} N αντίστοιχα (Gaupp et al. 1999, Saez et al. 1999). Ο Kott et al. (1995) και ο Gaupp et al. (1995) αναφέρουν παροδικά περιβάλλοντα λιμνών γλυκού νερού στην λεκάνη Lauca, όπου αφορούσε τις ημι-υγρές συνθήκες στα *τέλη του Μειοκαίνου* και μια δραστική μετάβαση σε ξηρές συνθήκες μεταξύ *6,4* Ma *(Μειόκαινο)* και *3,7* Ma *(Πλειόκαινο)*.

Η συμπίεση στο Altiplano σταμάτησε και μετατοπίστηκε ανατολικά ξεκινώντας μεταξύ *12* Ma *(Μέσο Μειόκαινο)* και *6* Ma *(Κάτω Μειόκαινο)*, αλλά στην Puna η συμπίεση συνεχίστηκε μέχρι τα *1-2* Ma *(Κάτω Πλειόκαινο).*

3.8. Πλειόκαινο

- Οι εκτιμώμενες παλαιοανυψώσεις αυξήθηκαν από το *Πλειόκαινο*, έως ότου έφτασαν στα σύγχρονα υψόμετρα σε ηλικία περίπου *2.7-0.6* Ma *(Πλειστόκαινο)* Ma (Van der Hammen et al., 1973; Van der Hammen and Hooghiemstra, 1997).
- Η ανύψωση της Sierras Pampeanas ξεκίνησε στα *τέλη του Μειοκαίνου* μετά την τελευταία περίοδο του Τριτογενούς στις Άνδεις, επιταχύνθηκε μετά από περίπου *4* Ma

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

(Άνω Πλειόκαινο), και κορυφώθηκε μετά από 3 Ma. Στα δυτικά, το Sierras Pampeanas οριοθετείται από μια ζώνη πτυχώσεων και επώθησης ηλικίας *20* Ma *(Μειόκαινο*).

- Σε μεγάλο μέρος της Puna, επικρατούσαν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης για τα τελευταία *2-1* Ma *(Κάτω Πλειόκαινο)* και εφελκυστικά ρήγματα, σε αντίθεση με μια παρατεταμένη ιστορία εφιππεύσεων (Cladouhos et al., 1994; Marrett et al., 1994).
- ***Πλειόκαινο-Ολόκαινο***: Ανύψωση της ανατολικής Cordillera.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

4. **Επιρροή της τεκτονικής στο κλίμα στο ορογενές των Άνδεων**

Η Patagonian Cordillera καταγράφει μια σύνθετη προ-Καινοζωική ιστορία που ελέγχει τις δομές των Άνδεων. Κατά τη διάρκεια του Καινοζωικού, η αλληλεπίδραση της εξάπλωσης του υβώματος και η υποβύθιση στην τάφρο, ελέγχουν τα κύρια παραμορφωτικά στάδια, τα κενά του ηφαιστειακού τόξου και την έκχυση των βασαλτικών οροπεδίων. Ως αποτέλεσμα, το μεγαλύτερο μέρος της Patagonian Cordillera νότια της τριπλής διασταύρωσης Aysen, είχε μια ανώμαλη ροή θερμότητας στον χρόνο, η οποία ουσιαστικά μείωσε το ιξώδες του υποκείμενου μανδύα. Αυτό το γεγονός ενίσχυσε τη διαρθρωτική απόκριση σε διαφορετικές κλιματικές αλλαγές που επηρέασαν την περιοχή από τα τέλη του Μειόκαινου. Η σχέση μεταξύ τεκτονικής και κλίματος μπορεί να συνοψιστεί στις ακόλουθες διαδικασίες:

1. Η ανύψωση που σχετίζεται με την υποβύθιση του υβώματος δημιούργησε ένα αποτελεσματικό εμπόδιο στους ανέμους που επικρατούν στην περιοχή, παράγοντας μιας από τις πιο σοβαρές “σκιές” βροχής στον κόσμο, αφού τα βουνά εμποδίζουν το πέρασμα των καιρικών συστημάτων που παράγουν βροχή και ρίχνουν μια “σκιά” ξηρότητας πίσω απ΄ αυτό (Blisniuk et al., 2005). Ως αποτέλεσμα αυτής της ισχυρής απογύμνωσης που επηρέασε το αξονικό τμήμα της Patagonian Cordillera, νότια και βόρεια της τριπλής διασταύρωσης Aysen, η περιοχή του Patagonian Batholith είχε συνεχή έκθεση.
2. Η ανύψωση στο τέλος του Μειόκαινου ήταν υπεύθυνη για την αρχή του πρώτου παγετώνα στις Άνδεις, και έναν απ’ τους παλαιότερους παγετώνες στο νότιο ημισφαίριο. Αυτή η ανύψωση ήταν επίσης υπεύθυνη για την έναρξη των βόριων και νότιων παγωμένων πεδίων που δημιουργήθηκαν.
3. Η μεγάλη κατακόρυφη ανύψωση που καταγράφεται με μετρήσεις GPS αποτελεί συνέπεια της ισοστατικής απόκρισης στο χαμηλό ιξώδες του μανδύα, που προκαλείται από μια σειρά συγκρούσεων υβωμάτων κατά τη διάρκεια του Καινοζωικού.

Η έναρξη των υγρών συνθηκών ανατολικά της Puna είναι σε έντονη αντίθεση με την παγκόσμια ψύξη και την ταυτόχρονη ξηρότητα κατά το ***Μειόκαινο*** (e.g., Cerling et al., 1993; Zachos et al., 2001) και έρχεται επίσης σε αντίθεση με την γενικότερη εξέλιξη του ***Μειοκαίνου*** με τις υπεράριθμες περιβαλλοντικές συνθήκες κατά μήκος των δυτικών πλευρών (Rech et al., 2006; Strecker et al.,2006).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

5. Τι οδηγεί την ορογένεση στις Άνδεις

Τα υψίπεδα των Άνδεων δημιουργήθηκαν όταν η τεκτονική πλάκα Nazca υποβυθίστηκε κάτω από την Νοτιοαμερικάνικη πλάκα. Οι Άνδεις αποτελούνται από δυο συνιστώσες, την Ανατολική Cordillera και την Δυτική Cordillera, με μικρότερες οροσειρές όπως την Cordillera de la Costa της Χιλής. Μια σειρά θερμομηχανικής τεχνικής μοντελοποίησης χρησιμοποιήθηκε από τους Sobolev και Babeyko (2005) για τον προσδιορισμό των παραγόντων που επηρεάζουν την ένταση της τεκτονικής. Από την μοντελοποίηση προκύπτει ότι ο πιο σημαντικός παράγοντας ήταν η επιτάχυνση της μετατόπισης της δυτικής πλευράς της Νοτιοαμερικάνικης πλάκας. Άλλοι παράγοντες είναι η δομή της υπερυψωμένης πλάκας και η σύνδεση της διάτμησης στην επιφάνεια της πλάκας. Το μοντέλο βασισμένο σε πάχος της Νοτιοαμερικάνικης πλάκας περίπου 40-45 km (την περίοδο πριν από 30 Ma) και συντελεστή τριβής 0,05 στην επαφή της με την Nazca πλάκα, δημιουργεί 0,3 km τεκτονικής συμπίεσης μεταξύ 35-30 Ma και έτσι αναπαράγεται η δομή και η εξέλιξη των υψηλών Κεντρικών Άνδεων. Το μοντέλο με αρχικά λεπτότερο ηπειρωτικό φλοιό (40 km) και συντελεστή τριβής 0,015, οδηγεί σε 40 km συμπίεσης της Νοτιοαμερικάνικης πλάκας, αναπαράγοντας την κατάσταση στις Νότιες Άνδεις.

Τα βουνά των Άνδεων εκτείνονται σε ολόκληρο το δυτικό περιθώριο της Νοτιοαμερικανικής πλάκας. Η Νοτιοαμερικανική πλάκα κινείται προς τα δυτικά με ρυθμό που έχει αυξηθεί 2 έως 3 cm/year κατά τα τελευταία 30 Ma (Silver et al., 1998). Υπάρχει μια δραματική διαφορά στην δομή και την εξέλιξη μεταξύ των κεντρικών Άνδεων (17^o-27^o N) και των υπόλοιπων Άνδεων. Το οροπέδιο Altiplano-Puna των κεντρικών Άνδεων είναι το δεύτερο υψηλότερο οροπέδιο στον κόσμο, μετά το Θιβετιανό οροπέδιο, με μέσο υψόμετρο 4 km και μια έκταση 500.000 km^2. Το οροπέδιο σχηματίστηκε κατά το Καινοζωικό από συμπίεση του δυτικού άκρου της Νοτιοαμερικάνικης πλάκας έως και 300-350 km (Isacks, 1988; Allmendinger and Gubbels, 1996; Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997; Kley and Monaldi, 1998; Lamb and Davis, 2003; Elger et al., 2005). Αυτή η συμπίεση δημιούργησε ασυνήθιστα παχύ και όξινο ηπειρωτικό φλοιό. Δεν υπάρχουν ψηλά οροπέδια στις βόρειες και νότιες Άνδεις, καθώς έχουν αναφερθεί μόνο μικρού βαθμού συμπιέσεις (Allmendinger et al., 1997; Beck and Zandt, 2002; Yuan et al., 2002). Ίσως το βασικό ερώτημα της ορογένεσης των Άνδεων είναι γιατί αναπτύχθηκαν υψηλά οροπέδια μόνο στις κεντρικές Άνδεις και μόνο την περίοδο του Καινοζωικού (κυρίως τα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

τελευταία 30 Ma) αν και η πλάκα Nazca βυθίζεται κατά μήκος ολόκληρου του δυτικού περιθωρίου της Νοτιοαμερικάνικης πλάκας για περισσότερο από 200 Ma (e.g. Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997).

Εκτός από τις πολλές απόψεις που έχουν διατυπωθεί βασισμένες σε παρατηρήσεις και αναλύσεις, η εξέλιξη των Άνδεων μελετήθηκε με βάση ποσοτικά μοντέλα, εξετάζοντας τον ρυθμό σύγκλισης, την αντοχή μηχανικής σύζευξης μεταξύ υποβύθισης και ανύψωσης και της αρχικής λιθοσφαιρικής δομής.

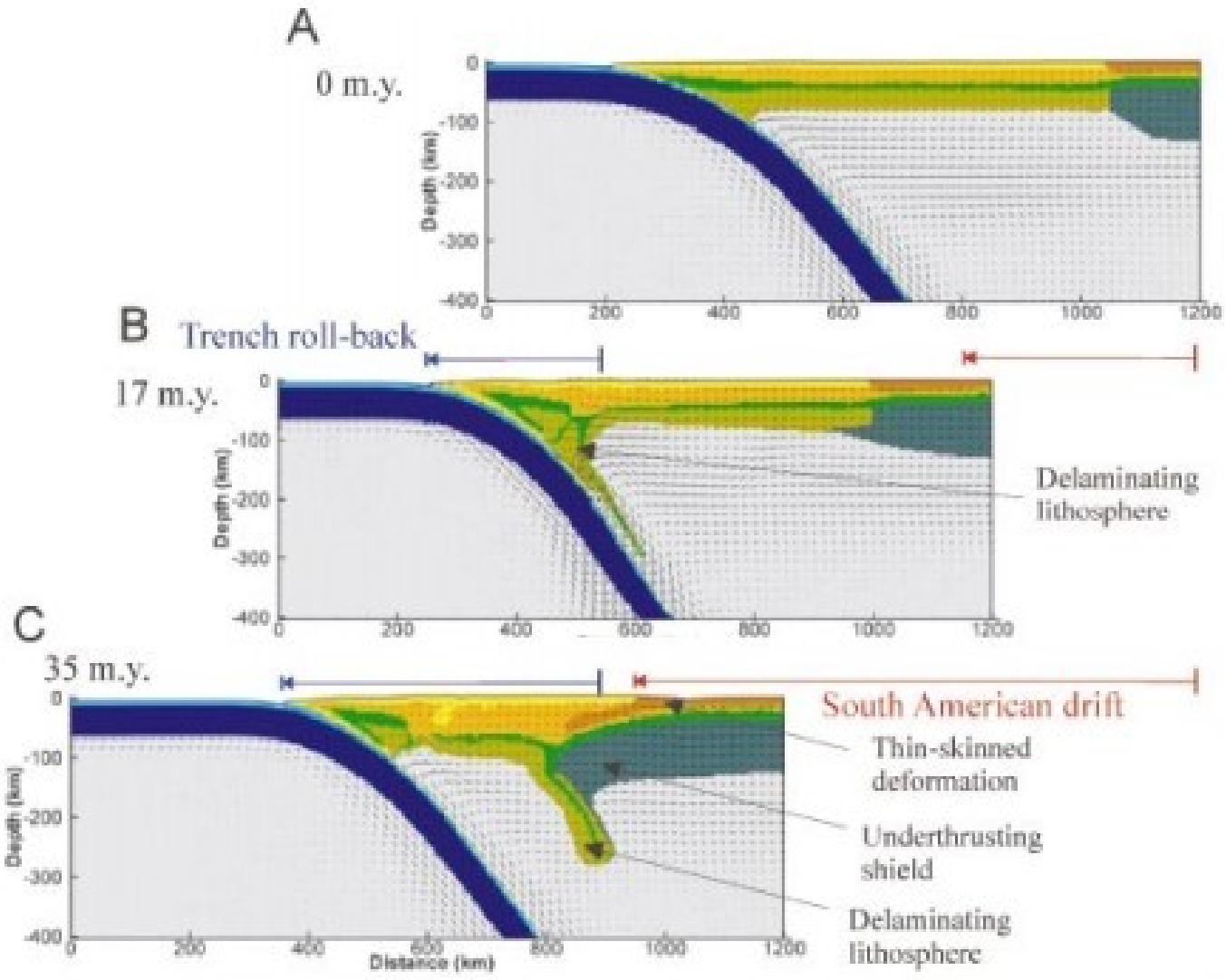
5.1. **Μοντέλο για τις κεντρικές Άνδεις.**

Βρέθηκε ένα μοντέλο το οποίο ταιριάζει καλύτερα στις παρατηρήσεις για τις Κεντρικές Άνδεις για το χρονικό διάστημα μεταξύ 35 Ma έως και σήμερα. Για να λειτουργήσει, θεωρήθηκε πάχος φλοιού περίπου 40-45 km (σχήμα 13A) ως αρχικό μοντέλο και χρησιμοποιήθηκαν συνθήκες που μιμούνται τις ταχύτητες υποβύθισης και ανάδυσης των τεκτονικών πλακών (Silver et al., 1998; Somoza, 1998). Με την ρύθμιση που εφαρμόστηκε σύμφωνα με τους Sobolev και Babeyko (2005), πραγματοποιήθηκαν αρκετά αριθμητικά πειράματα, αλλάζοντας τον συντελεστή τριβής (μ) στην περιοχή της υποβύθισης. Με συντελεστή τριβής μ>0,1 προκύπτει πως η υποβύθιση θα διακοπεί. Με συντελεστή τριβής μ=0,05-0,1, η υποβύθιση συνεχίζεται αλλά προκαλούνται σε μεγάλο βαθμό συμπιεστικές κινήσεις στην αναδυόμενη πλάκα. Το μοντέλο χρησιμοποιήθηκε στην περίπτωση των κεντρικών Άνδεων με συντελεστή τριβής περίπου 0,05. Σε αυτό το μοντέλο, το 58% της μετατόπισης της δυτικής Νοτιοαμερικάνικης πλάκας κατά τα τελευταία 35 Ma καλύπτεται από την πλάκα Nazca, και το υπόλοιπο 42% της μετατόπισης της δυτικής Νοτιοαμερικάνικης πλάκας καλύπτεται από: την τεκτονική συμπίεσή της (37%) και την υποβύθιση (5%) (σχήμα 13). Κατά την διάρκεια της υποβύθισης, το πάχος του όξινου φλοιού σχεδόν διπλασιάζεται, ενώ ο κατώτερος βασικός φλοιός και η λιθόσφαιρα γίνονται πιο λεπτοί.

Μετά από 20-25 Ma, η τεκτονική συμπίεση δημιουργεί υψηλή τοπογραφία κοντά στο μαγματικό τόξο και στο πίσω τόξο κοντά στο περιθώριο της πλάκας (σχήμα 14), πορτοκαλί καμπύλη). Οι μεγάλες τοπογραφικές κλίσεις ξεκινούν την εντατική ροή στον κατώτερο και μεσαίο φλοιό. Ακόμη και το πάχος της στρώσης και η τοπογραφία της επιφάνειας παράγουν ένα οροπέδιο 4 km στα 30-35 Ma (σχήμα 14),κατά τη διάρκεια των τελευταίων 5 Ma, σύμφωνα με τον χρόνο ανύψωσης του οροπεδίου που αναφέρθηκε από

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ



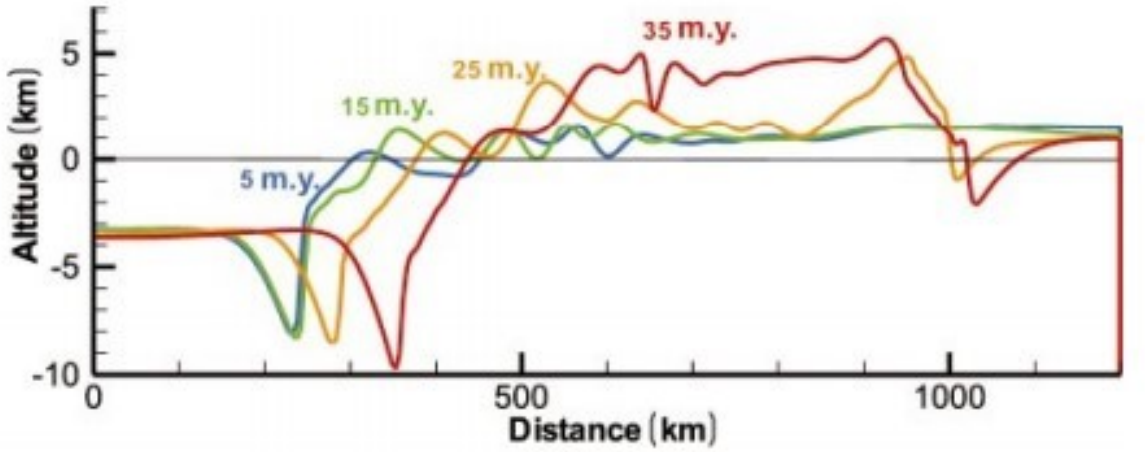
Σχήμα 13: *Χρονικά στιγμιότυπα της εξέλιξης της τεκτονικής συμπίεσης για το μοντέλο των Κεντρικών Άνδεων. Οι θέσεις των στιγμιότυπων κατά μήκος του οριζόντιου άξονα είναι οι πραγματικές τους θέσεις στα κυβικά πλαίσια. Οι χρωματικοί κωδικοί αντιστοιχούν σε τύπους πετρωμάτων. Περίπου το 60% της δυτικής Νοτιοαμερικανικής μετατόπισης διευκολύνεται από την ανατροπή της τάφρου και περίπου 40% από τεκτονική συμπίεση του περιθωρίου της Νότιας Αμερικής. Μια παρατήρηση είναι ότι το κάτω άκρο της πλάκας κινείται προς τα αριστερά >200 km κατά τη διάρκεια των 35* Ma*, και ως εκ τούτου η πλάκα δεν είναι συνδεδεμένη. Επίσης, σημαντική είναι η εντατική πάχυνση του όξινου άνω φλοιού (κίτρινο, πορτοκαλί) και η μείωση του βασικού κάτω φλοιού (πράσινο) στην Νοτιοαμερικανική πλάκα κατά τη διάρκεια των 18* Ma *(χρονικό μοντέλο 17-35 Ma), ενώ ο λιθοσφαιρικός μανδύας (ανοιχτό πράσινο) στην Νοτιοαμερικανική πλάκα γίνεται πιο λεπτός κατά τη διάρκεια της τεκτονικής συμπίεσης. Στα περίπου 25* Ma *στο χρονικό*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

μοντέλο, το ιζηματογενές κάλυμμα του περιθωρίου (κόκκινο) έχει σταματήσει και αρχίζει και εφιππεύεται από το αναπτυσσόμενο οροπέδιο (Sobolev and Babeyko, 2005).

τον Gregory-Wodzicki (2000) και σύμφωνα με τα προηγούμενα αποτελέσματα της μοντελοποίησης από τους Wdowinski και Bock (1994). Ταυτόχρονα, η τεκτονική συμπίεση φτάνει τα 300-350 km (σχήμα 14), καμπύλη που συμβολίζεται με πλήρεις κύκλους), σύμφωνα με τις γεωλογικές εκτιμήσεις της μέγιστης συμπίεσης στις κεντρικές Άνδεις (Kley και Monaldi, 1998).



Σχήμα 14: Εξέλιξη της τοπογραφίας της επιφάνειας στο μοντέλο των κεντρικών Άνδεων (Sobolev and Babeyko, 2005).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

6. **Τι οδηγεί τις Άνδεις στην ορογένεση.**

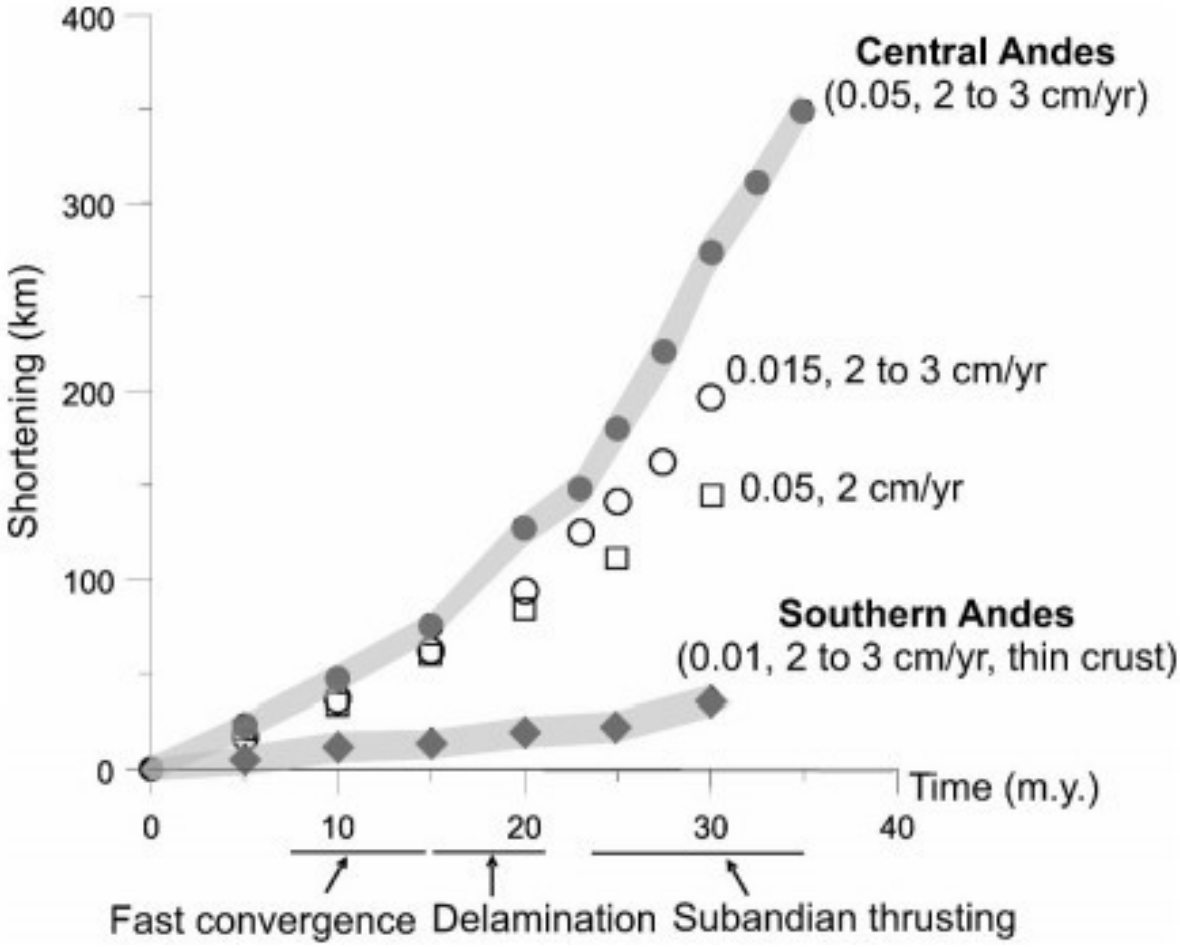
Αρχικά, σύμφωνα με τους Sobolev και Babeyko (2005), εξετάστηκε η ευαισθησία της τεκτονικής συμπίεσης σε δυνητικά σημαντικούς παράγοντες όπως το ποσοστό καταπόνησης, τον ρυθμό σύγκλισης, την αντοχή μηχανικής σύζευξης μεταξύ υποβυθιζόμενης και ανυψωμένης πλάκας και την αρχική λιθοσφαιρική δομή. Για να γίνει αυτό, τροποποιήθηκε το μοντέλο των κεντρικών Άνδεων που αναφέρθηκε προηγουμένως, πιο συγκεκριμένα αφαιρέθηκαν ορισμένοι παράγοντες και εξετάστηκαν οι συνέπειες την τεκτονικής συμπίεσης κατά τη διάρκεια των 30 Ma της εξέλιξης. Πρώτα "απενεργοποιήθηκε" η επιτάχυνση της μετατόπισης της δυτικής Νοτιοαμερικανικής πλάκας στο μοντέλο των κεντρικών Άνδεων, αφήνοντας όλες τις υπόλοιπες παραμέτρους αμετάβλητες. Αυτό το μοντέλο (σχήμα 15), καμπύλη που συμβολίζεται με κενό τετράγωνο) παράγει μόνο το 60% της συμπίεσης που επιτεύχθηκε στο μοντέλο των κεντρικών Άνδεων κατά τη διάρκεια των 30 Ma. Επιπλέον, εάν η ταχύτητα μετατόπισης μειώνεται σε 1 cm/year, τότε δεν συμβαίνει τεκτονική συμπίεση. Αυτά τα αποτελέσματα μοντελοποίησης υποδηλώνουν ότι ο υψηλός επιτακτικός ρυθμός της Νοτιοαμερικανικής πλάκας κατά το Καινοζωικό, μπορεί να ήταν ένας σημαντικός παράγοντας της τεκτονικής συμπίεσης στις Κεντρικές Άνδεις, σύμφωνα με προηγούμενες μελέτες των Russo και Silver (1996) και Silver et al. (1998). Ωστόσο, είναι απίθανο η επιτάχυνση της μετατόπισης να είναι από μόνη της υπεύθυνη για ολόκληρη την τεκτονική συμπίεση.

Στην συνέχεια, άλλαξε ο συντελεστής τριβής στην περιοχή της υποβύθισης στις Κεντρικές Άνδεις, όπου μ=0,015 αντί για μ=0,05. Το μοντέλο που προέκυψε (σχήμα 15), καμπύλη που υποδεικνύεται από κενούς κύκλους) εξακολουθεί να δημιουργεί μεγάλη τεκτονική συμπίεση, δηλαδή το 74% της συμπίεσης που επιτεύχθηκε στο μοντέλο των Κεντρικών Άνδεων. Ωστόσο, αν χρησιμοποιήσουμε επιπλέον το μηχανικά ισχυρότερο αρχικό μοντέλο λεπτού φλοιού (35-40 km) αντί του πυκνού φλοιού (40-45 km), η συμπίεση στα 30 Ma μειώνεται σε λιγότερο από 40 km, που ταιριάζει με την κατάσταση στις νότιες Άνδεις (σχήμα 15), καμπύλη που συμβολίζεται με γεμάτους ρόμβους). Αυτά τα αποτελέσματα μοντελοποίησης υποδηλώνουν ότι η μείωση του συντελεστή τριβής στην περιοχή της υποβύθισης κατά 4 έως 5 φορές, έχει σημαντική επίδραση στην τεκτονική συμπίεση, μόνο ο συνδυασμός αυτού του παράγοντα με έναν άλλο, θα μπορούσε να είναι υπεύθυνος για την δραματική διαφορά του ποσού της συμπίεσης μεταξύ των Κεντρικών και των Νότιων Άνδεων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Το σχήμα της καμπύλης συμπίεσης του μοντέλου για τις κεντρικές Άνδεις (σχήμα 15), καμπύλη που συμβολίζεται με γεμάτους κύκλους) δείχνει ότι το μέγιστο ποσοστό σύγκλισης που είναι 15 cm/year, που επιτεύχθηκε στα τελευταία 10-15 Ma, δεν επηρεάζει πολύ το ποσοστό συμπίεσης. Από αυτό συμπεραίνουμε ότι ένα αυξημένο ποσοστό σύγκλισης στα 25 Ma δε θα μπορούσε να αποτελέσει λόγο για την εντατική ορογένεση στις κεντρικές Άνδεις.



Σχήμα 15: Υπολογισμένη τεκτονική συμπίεση στον γεωλογικό χρόνο, για διαφορετικά μοντέλα. Οι αριθμοί κοντά στα μοντέλα υποδεικνύουν τον συντελεστή τριβής την υποβύθισης (πρώτη ομάδα αριθμών) και την ταχύτητα της μετατόπισης της δυτικής Νοτιοαμερικανικής πλάκας (δεύτερη ομάδα αριθμών). Χρονικά εύρη ορισμένων κρίσιμων διαδικασιών για το μοντέλο των Κεντρικών Άνδεων εμφανίζονται κάτω από τον άξονα του χρόνου (Allmendinger and Gubbels, 1996).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Εκτός από τους παράγοντες που εξετάζονται εδώ, άλλες διαδικασίες μπορούν επίσης να επηρέασαν το ρυθμό της συμπίεσης. Ενεργή αποκόλληση συνοδευόμενη από το μπλοκάρισμα της γωνιακής ροής από το υλικό απόσπασης (βλέπε επίσης σχήμα 13B) στα 15-20 Ma, δημιούργησε σημαντική συμπίεση ως αποτέλεσμα της αύξησης της σύζευξης μεταξύ των πλακών και της μηχανικής αποδυνάμωσης της υπερισχύουσας πλάκας.

Συνοψίζοντας,σύμφωνα με τους Sobolev και Babyko (2005), καταλήγουμε πως ο κύριος παράγοντας που ελέγχει την ορογένεση των Άνδεων είναι πιθανότατα η επιτάχυνση της μετατόπισης της δυτικής Νοτιοαμερικανικής πλάκας. Ωστόσο, συμπεραίνουμε επίσης ότι ούτε αυτή η μετατόπιση ούτε κανένας άλλος παράγοντας ήταν από μόνος του υπεύθυνος για την ορογένεση των Κεντρικών Άνδεων. Η μοντελοποίηση μας δείχνει ότι η ακραία ορογένεση στις Άνδεις έλαβε χώρα στον καιρό και στον τόπο όπου τουλάχιστον 3 βασικές συνθήκες πληρούνται:

1. Υψηλός ρυθμός ανύψωσης της Νοτιοαμερικανικής πλάκας (επιτεύχθηκε κατά τα τελευταία 30 Ma και ειδικά κατά τα τελευταία 10 Ma).
2. Ένας φλοιός πάχους 40-45 km στο πίσω τόξο που προκύπτει από τεκτονική συμπίεση πριν από 30 Ma, συμπεριλαμβανόμενης της ενισχυμένης συμπίεσης κατά την διάρκεια του επεισοδίου της επίπεδης πλάκας.
3. Ένας συντελεστής τριβής μ=0,05 στην περιοχή της υποβύθισης (οι δυο τελευταίες προϋποθέσεις επιτεύχθηκαν μόνο στις Κεντρικές Άνδεις).

Με βάση τα αποτελέσματα μοντελοποίησης για τις Κεντρικές Άνδεις, μπορούμε να συμπεράνουμε μερικές γενικές παρατηρήσεις σχετικά με την παραμόρφωση ενός ηπειρωτικού περιθωρίου που υπερισχύει μιας συμπιεσμένης πλάκας. Η γρήγορη ανύψωση (> 1-2 cm/year) οδηγεί σε συμπίεση χαμηλής γωνίας (Van Hunen et al., 2004) και σχετικά ισχυρή σύζευξη μεταξύ πλακών. Η υπερισχύουσα πλάκα υφίσταται συμπίεση με τις μέγιστες τάσεις που επιτυγχάνονται σε περιοχές με τις υψηλότερες τριβές λόγω των συμπιεσμένων κορυφογραμμών της ωκεάνιας πλάκας. Αυτά είναι τα μέρη όπου ο φλοιός φτάνει για πρώτη φορά στο κρίσιμο πάχος των 45 km, όταν η γάββρο-εκλογιτική λιθοσφαιρική σόλα μπορεί να ενεργοποιηθεί, εντείνοντας την τεκτονική συμπίεση. Αργότερα, τα λιγότερο συμπιεσμένα μέρη της υπερισχύουσας πλάκας εμπλέκονται επίσης σε αυτή την διαδικασία. Ως εκ τούτου, μια μεγάλη τεκτονική συμπίεση του περιθωρίου της υπερισχύουσας πλάκας είναι πιθανώς αναπόφευκτη, συνέπεια μιας γρήγορης και μεγάλης σε έκταση υπερίσχυσης. Ένας κατάλληλος συνδυασμός των πιο σημαντικών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

παραμέτρων, δηλαδή υψηλή υπερισχύουσα ταχύτητα, υψηλή τριβή, δημιουργεί θεαματική ορογένεση, όπως αυτή των Κεντρικών Άνδεων κατά το Καινοζωικό, όταν σε άλλες περιπτώσεις (όπως στις Νότιες Άνδεις) το ορογενές παραμένει μη διακριτό και χαμηλό.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

7. Σύγκριση με το Ελληνικό ορογενές

7.1. Γεωλογικό μοντέλο του ελληνικού ορογενούς

Το Ελληνικό ορογενές είναι σύνθετο από τρεις ορογενετικές λωρίδες.

1. Την Κιμμερική ορογενετική λωρίδα που είναι η εσωτερικότερη και διαμορφώθηκε πριν το Άνω Ιουρασικό από τις κινήσεις των Κιμμερικών μικροπλακών και τη συγκόλλησή τους στην Ευρασία (Μουντράκης 1994).
2. Την Αλπική ορογενετική λωρίδα που διαμορφώθηκε την περίοδο Κρητιδικού-Τριτογενούς από την κίνηση της Απουλίας μικροπλάκας, τη σύνθλιψη του ωκεανού της Νεό-Τηθύος και την ενσωμάτωσή της στην ενιαία πλάκα Κιμμερικής-Ευρασίας.
3. Την Μεσογειακή ορογενετική λωρίδα που διαμορφώθηκε το Μειόκαινο-Πλειόκαινο από τη συνεχιζόμενη υποβύθιση της Μεσογειακής πλάκας κάτω από την ενιαία Αλπική-Κιμμερική λωρίδα και την Ευρασιατική πλάκα, και εντοπίζεται στο Εξωτερικό Τμήμα του Ελληνικού Ορογενετικού τόξου. Εξελίσσεται μέχρι σήμερα στο τόξο του Νοτίου Αιγαίου.

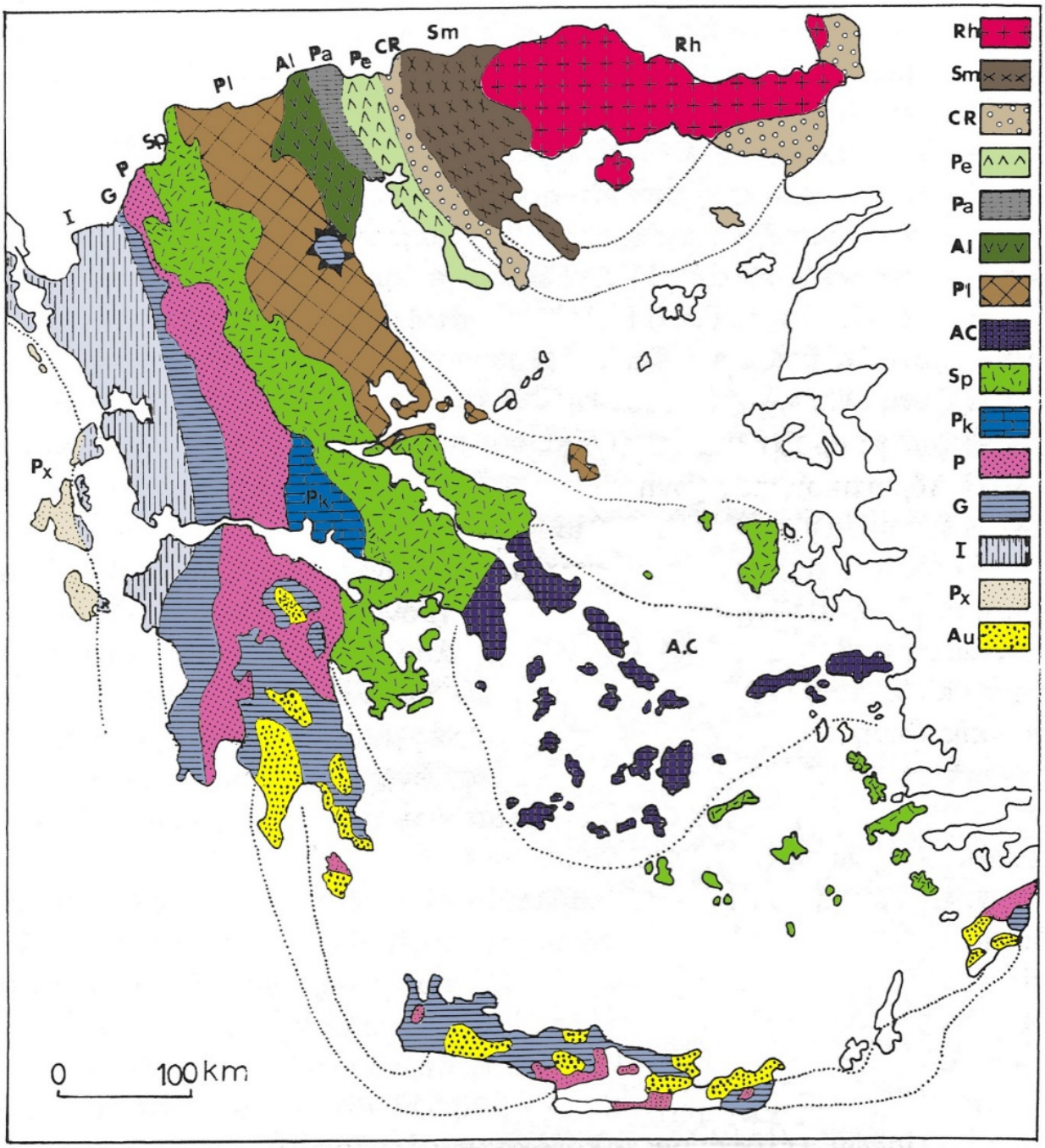
Σε όλη τη διάρκεια της Αλπικής και Μεσογειακής ορογένεσης, δηλαδή από το Κρητιδικό έως και το Πλειόκαινο αλλά και μέχρι σήμερα, παρατηρείται μια συνεχής μετανάστευση του τεκτονισμού προς το εξωτερικό τμήμα του Ελληνικού τόξου, με τις διαδοχικές συμπιέσεις των πετρωμάτων που ακολουθούνται κατά ζώνη από την εφελκυστική τεκτονική, την κατάρρευση του φλοιού και την αποκάλυψη τεκτονικών παραθύρων των βαθύτερων τμημάτων του φλοιού.

7.2. Γεωλογική Δομή

Η Ελλάδα παρουσιάζει μια σύνθετη γεωλογική δομή με ποικιλία γεωλογικών σχηματισμών, αποτέλεσμα μιας σύνθετης γεωλογικής ιστορίας και εξέλιξης, που θα σχολιαστούν παρακάτω. Γεωλογικά η Ελλάδα χωρίζεται σε 11 γεωτεκτονικές ζώνες, που κάθε μία απ' αυτές έχει την δική της συγκεκριμένη στρωματογραφική διαδοχή και συγκεκριμένη τεκτονική συμπεριφορά, που εξαρτώνται απ την παλαιογεωγραφική της θέση. Οι γεωτεκτονικές ζώνες από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά που διακρίνονται το Ελληνικό ορογενές είναι οι εξής (σχήμα 16) (Μουντράκης 2010):

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 16: Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. Rh: Μάζα της Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιροδοπική ζώνη, (Pe: Υποζώνη Παιονίας, Pa: Υποζώνη Πάικου, Al: Υποζώνη Αλμωπίας) = Ζώνη Αξιού, Pl: Πελαγονική ζώνη, Ac: Αττικό-Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: Ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: Ζώνη Παξών ή Προαπούλια, Au: Ενότητα «Πλακώδεις ασβεστόλιθοι-Ταλέα όρη» πιθανόν της Ιονίου ζώνης. (Κατά Mountrakis et al 1983).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

- ***Μάζα Ροδόπης.***

  Η μάζα της Ροδόπης αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, όπως σχιστόλιθοι, γνεύσιοι, αμφιβολίτες, μάρμαρα και επίσης χαρακτηριστικές είναι οι διεισδύσεις γρανίτη (κυρίως Τριτογενούς). Επίσης έχει υποστεί 3 πτυχωσιγενείς τεκτονικές φάσεις.

- ***Σερβομακεδονική Μάζα.***

  Αποτελείται κυρίως από γνεύσιους, αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους και αμφιβολίτες. Διακρίνεται μια κατώτερη ενότητα με χαρακτηριστικό την παρουσία μαρμάρων και μια ανώτερη με χαρακτηριστικό την παρουσία μεγάλων οφιολιθικών μαζών. Τρεις μαγματικές φάσεις δημιούργησαν μεγάλες μάζες γρανιτών, γρανοδιοριτών και διοριτών. Επίσης έχει υποστεί 3 τεκτονικές φάσεις ως αποτέλεσμα τη δημιουργία πτυχώσεων, επωθήσεων και λεπιώσεων.

- ***Περιροδοπική Ζώνη.***

  Η Περιροδοπική ζώνη αποτελείται από 3 ενότητες, όπου αποτελούνται από ανατολικά προς τα δυτικά από:

  α) ψαμμίτες, ασβεστόλιθους

  β) μάρμαρα, φλύσχης

  γ) κερατόλιθους, σχιστόλιθους, φυλλίτες, γνεύσιους, μάρμαρα

  Έχει υποστεί 2 κύριες φάσεις πτυχώσεων.

- ***Ζώνη Αξιού:***

  Πρόκειται για μια ζώνη με χαρακτήρα παλιάς ωκεάνιας περιοχής, βασικό χαρακτηριστικό οι μεγάλες οφιολιθικές μάζες. Περιλαμβάνει επίσης κυρίως σχιστόλιθους, φυλλίτες, κερατόλιθους, μάρμαρα, ψαμμίτες. Η ζώνη Αξιού διαιρείται σε 3 επιμέρους ζώνες, τη ζώνη Παιονίας, τη ζώνη Πάικου και τη ζώνη Αλμωπίας.

- ***Πελαγονική Ζώνη:***

  Η Πελαγονική ζώνη αποτελεί ένα μεγάλο τμήμα του γενικού κορμού της Ελλάδος και δομείται από ένα κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, μάρμαρα, φυλλίτες, σχιστόλιθους, ψαμμίτες, ασβεστόλιθους και δολομίτες. Χαρακτηριστική είναι η ύπαρξη τεκτονικά τοποθετημένων οφιολιθικών μαζών.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- ***Υποπελαγονική Ζώνη:***

  Η Υποπελαγονική ζώνη χαρακτηρίζεται από το ίδιο υπόβαθρο με αυτό της Πελαγονικής ζώνης, ωστόσο ο πιο σημαντικός σχηματισμός της Υποπελαγονικής είναι η λεγόμενη σχιστοκερατολιθική διάπλαση, πρόκειται για ωκεάνια ιζηματογένεση από λεπτόκοκκα ωκεάνια ιζήματα.

- ***Αττικοκυκλαδική Ζώνη:***

  Η Αττικοκυκλαδική ζώνη αποτελείται κυρίως από μάρμαρα, δολομίτες, αμφιβολιτικούς και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους. Επίσης χαρακτηριστικό της ζώνης είναι η διείσδυση μεγάλων όγκων πετρωμάτων γρανιτικής κυρίως σύστασης.

- ***Ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας:***

  Η ζώνη αυτή έχει περιορισμένη έκταση, μόνο στην κεντρική Ελλάδα, και αποτελείται κυρίως από ασβεστόλιθους και δολομίτες. Ωστόσο, βασικό στοιχείο της ζώνης είναι οι 3 βωξιτικοί ορίζοντες που παρεμβάλλονται στη συνεχή ασβεστολιθικοί σειρά. Επίσης, απουσιάζουν τα πυριγενή πετρώματα.

- ***Ζώνη Πίνδου.***

  Κατέχει σημαντική θέση στον κορμό της Ελλάδας, ωστόσο τμήματά της βρίσκονται στην Κρήτη και τη Ρόδο. Αποτελείται από ασβεστόλιθους, δολομίτες, κερατόλιθους, ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, αργίλους, ψαμμίτες και πηλίτες. Χαρακτηριστικό της ζώνης είναι η τεκτονική, με συνεχόμενη δομή λεπίων, που έχουν σαν αποτέλεσμα συχνές επαναλήψεις των σχηματισμών.

- ***Ζώνη Γαβρόβου – Τριπόλεως.***

  Η ζώνη Γαβρόβου – Τριπόλεως είναι γνωστή για τη συνεχή νηριτική ιζηματογένεση με κύρια πετρώματα τους ασβεστόλιθους και τους δολομίτες, που αποτέθηκε στο περιθώριο της Απουλίας πλάκας. Οι σχηματισμοί της ζώνης αυτής, έχουν τοποθετηθεί τεκτονικά σε ένα μεταμορφωμένο υπόβαθρο αποτελούμενο από εναλλασσόμενα στρώματα φυλλιτών και χαλαζιτών, παρουσία επίσης μαρμαρυγιακών σχιστόλιθων, μεταψψαμιτών και ενστρώσεις

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

ανακρυσταλλωμένων ασβεστολίθων. Το υπόβαθρο αυτό είναι γνωστό κι ως ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών.

- ***Ιόνιος Ζώνη.***

  Η Ιόνιος ζώνη χαρακτηρίστηκε σαν μια ηπειρωτική λεκάνη με πελαγική-ημιπελαγική ιζηματογένεση (όπου επικρατούν ασβεστόλιθοι, πελαγικοί και νηριτικοί, δολομίτες, αργιλικοί σχιστόλιθοι και κερατόλιθοι), πάνω στην Απουλία πλάκα που αποσπάστηκε από την Γκοντβάνα το Τριαδικό και συγκολλήθηκε στην Ευρασία το Τριτογενές. Χαρακτηρίζεται επίσης από την παρουσία εβαποριτών, κυρίως γύψου. Με την Ιόνιο ζώνη σχετίζεται μια ενότητα αποτελούμενη από πλακώδεις ασβεστόλιθους, με επίσης ενστρώσεις αργιλικών σχιστόλιθων, γνωστή ως ενότητα Plattenkalk (πλακώδεις ασβεστόλιθοι). Οι πυριτικές και αργιλικές παρεμβολές είναι σαφείς ενδείξεις ότι πρόκειται για πελαγική-ημιπελαγική ιζηματογένεση.

- ***Ζώνη Παξών:***

  Αποτελεί το εσωτερικό τμήμα της Απουλίας πλάκας και δεν έχει πλήρως αναδυθεί. Η συνεχής νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση και η απουσία φλύσχη είναι τα γνωρίσματα της ζώνης. Εβαπορίτες, δολομίτες και νηριτικοί ασβεστόλιθοι είναι τα παλαιότερα Απλικά ιζήματα της ζώνης.

7.3 Ομοιότητες και διαφορές μεταξύ της γεωτεκτονικής εξέλιξης των Άνδεων και του Ελληνικού Ορογενούς

Η ορογενετική διαδικασία που οδήγησε στην δημιουργία των Άνδεων και εξακολουθεί να εξελίσσεται στον συγκεκριμένο χώρο, με την υποβύθιση της ωκεάνιας πλάκας Nazca κάτω από το ηπειρωτικό τέμαχος της Νοτίου Αμερικής, διαφέρει εντελώς από την σημερινή κατάσταση υποβύθισης στον χώρο της Ανατολικής Μεσογείου, όπου μόνο υπολειμματικά συνεχίζεται η υποβύθιση του Μεσογειακού χώρου κάτω από την Ευρασιατική πλάκα. Ωστόσο, όσον αφορά την Αλπική ορογενετική διαδικασία που διαμόρφωσε το Ελληνικό ορογενές, υπάρχουν στοιχεία του γεωτεκτονικού κύκλου που παρατηρούνται αντίστοιχα στο σύστημα του ωκεάνιου χώρου της Τηθύος και προσομοιάζουν με στοιχεία στην εξέλιξη των Άνδεων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

- **Ομοιότητες:**
  - Μια από τις ομοιότητες που υπάρχουν, είναι η μικρή γωνία βύθισης της λιθοσφαιρικής πλάκας, φέροντας την ορογένεση και την ιζηματογένεση με ιζήματα που προέρχονται τόσο από την ήπειρο όσο και από την συγκλίνουσα λιθοσφαιρική πλάκα.
  - Ο μηχανισμός της Αλπικής ορογένεσης όσο και της ορογένεσης των Άνδεων οφείλεται στην σύγκλιση και σύγκρουση λιθοσφαιρικών πλακών, με εμπλοκή ωκεάνιων τμημάτων.

- **Διαφορές:**
  - Με βάση νεότερα μοντέλα που έχουν προταθεί για την ορογενετική διαδικασία στον Ελληνικό χώρο, αυτός αντιμετωπίζεται ως ένα παθητικό περιθώριο, πάνω στο οποίο έγινε η τοποθέτηση των υπολειμμάτων από την καταστροφή ενός ωκεάνιου χώρου. Αντίθετα, στον χώρο των Άνδεων, η υποβύθιση γίνεται κάτω από το ενεργό περιθώριο. Ωστόσο, με βάση άλλες ισχύουσες απόψεις για την γεωτεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού ορογενούς, οι διαδικασίες προσομοιάζουν με αντίστοιχες μέσα στον χώρο της Τηθύος.
  - Στο ελληνικό ορογενές έχουμε υποβύθιση ηπειρωτικής πλάκας (Αφρικανικής πλάκας) με υπολειμματικό ωκεάνιο τμήμα κάτω από ηπειρωτική (Ευρασιατική πλάκα), ενώ στις Άνδεις υπάρχει η υποβύθιση μιας κυρίαρχης ωκεάνιας πλάκας (πλάκα Nazca) κάτω από ηπειρωτική (Νοτιοαμερικανική πλάκα).
  - Στις Άνδεις οι γεωλογικοί σχηματισμοί που επικρατούν είναι κυρίως πυριγενή πετρώματα, με έντονη την παρουσία του γρανίτη, γάββρου, ρυόλιθου κ.α. Από την άλλη, στον Ελλαδικό χώρο έντονη είναι η παρουσία ιζηματογενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων, όπως ασβεστόλιθοι που υπάρχουν σχεδόν σε κάθε ζώνη (αντίστοιχα όπως ο γρανίτης για τις Άνδεις), καθώς επίσης έντονη είναι η παρουσία του φλύσχη, και η παρουσία οφιολιθικών μαζών με τα συνοδά ιζήματα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η οροσειρά των Άνδεων αποτελεί μια από τις σημαντικότερες οροσειρές της Γης. Κυριαρχεί στη δυτική ακτή της Νοτίου Αμερικής και παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, καθώς έχει μια μακρά ιστορία εξέλιξης από το Παλαιοζωικό μέχρι και σήμερα, με την ενεργή υποβύθιση της ωκεάνιας πλάκας Nazca κάτω από το ηπειρωτικό τέμαχος της Νοτίου Αμερικής. Παρουσιάζει μια πολύπλοκη δομή με διαφορετικά χαρακτηριστικά των επιμέρους τμημάτων της, και γι αυτό διακρίνεται σε βόρειο, κεντρικό και νότιο τμήμα. Με μια πολύπλοκη τεκτονική ιστορία που οδήγησε σε εντυπωσιακή ανύψωση και δημιουργία οροπεδίων, παίζει καθοριστικό ρόλο στην εξέλιξη των Άνδεων, ακόμη και στις κλιματικές συνθήκες της ευρύτερης περιοχής, καθώς αποτελεί ένα σημαντικό ψηλό “φράγμα” ανάμεσα στους δύο ωκεανούς, τον Ειρηνικό και τον Ατλαντικό. Εκτός από βασικά στοιχεία σε στάδια του γεωτεκτονικού κύκλου, τα δύο ορογενή δεν παρουσιάζουν ομοιότητες στην εξέλιξή τους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η οροσειρά των Άνδεων αποτελεί μια από τις σημαντικότερες οροσειρές της Γης. Κυριαρχεί στη δυτική ακτή της Νοτίου Αμερικής και παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, καθώς έχει μια μακρά ιστορία εξέλιξης από το Παλαιοζωικό μέχρι και σήμερα, με την ενεργή υποβύθιση της ωκεάνιας πλάκας Nazca κάτω από το ηπειρωτικό τέμαχος της Νοτίου Αμερικής. Παρουσιάζει μια πολύπλοκη δομή με διαφορετικά χαρακτηριστικά των επιμέρους τμημάτων της, και γι αυτό διακρίνεται σε βόρειο, κεντρικό και νότιο τμήμα. Με μια πολύπλοκη τεκτονική ιστορία που οδήγησε σε εντυπωσιακή ανύψωση και δημιουργία οροπεδίων, παίζει καθοριστικό ρόλο στην εξέλιξη των Άνδεων, ακόμη και στις κλιματικές συνθήκες της ευρύτερης περιοχής, καθώς αποτελεί ένα σημαντικό ψηλό “φράγμα” ανάμεσα στους δύο ωκεανούς, τον Ειρηνικό και τον Ατλαντικό. Εκτός από βασικά στοιχεία σε στάδια του γεωτεκτονικού κύκλου, το Ελληνικό ορογενές και το ορογενές των Άνδεων, δεν παρουσιάζουν ομοιότητες στην εξέλιξή τους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ABSTRACT

GEOTECTONIC EVOLUTION OF THE ANDES AND COMPARISON TO THE EVOLUTION OF THE HELLENIC OROGEN

Theodoros A. TSOTSOS

The Andes Mountains are one of the most important mountain ranges on Earth. It dominates the western coast of South America and is of particular interest, as it has a long history of evolution from the Paleozoic to the present day, with the active subduction of the Nazca oceanic plate beneath the continental fragment of South America. It presents a complex structure with different characteristics of its individual parts, and is therefore distinguished in northern, central and southern part. A complex tectonic history that led to an impressive elevation and the creation of plateaus, plays a key role in the evolution of the Andes, even in the climatic conditions of the wider region, as it is an important high "dam" between the two oceans, the Pacific and the Atlantic. Apart from basic elements in stages of the geotectonic cycle, the Hellenic orogeny and the orogeny of Andes, do not show similarities in their evolution.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Aguirre-Urreta, M.B., and Ramos, V.A., 1981. Estratigrafia y Paleontologia de la Alta Cuenca del Rio Roble, Cordillera Patagonica, Provincia de Santa Cruz. *VIII Congreso Geologico Argentino, Actas, 3, 101-138.*

Allmendinger, R., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M.A., and Isacks, B.I., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics, 2, 1-16.*

Allmendinger, R.W., and Gubbels, T., 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics, 259, 1-13. DOI: 10.1016/0040-1951(96)00024-8.*

Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., and Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 25, 139-174. DOI:* 10.1146/annurev.earth.25.1.139.

Alonso, R.N., Jordan, T.E., Tabbutt, K.T., and Vandervoort, D.S., 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology, 19, 401-4.*

Arbe, H.A., 2002. Analisis estratigrafico del Cretacico de la Cuenca Austral. In: M. Haller (ed.*), Geologia y Recursos Naturales de Santa Cruz. XV Congreso Geologico Argentino, Relatario, 1, 103-128.*

Aguirre-Urreta, M.B., 2002. Invertebrados del Cretacico inferior. *In: Haller, M.J. (ed.), Geologia y Recursos Naturales de Santa Cruz. XV COngreso Geologico Argentino, Relatorio, 2, 439-459.*

Baby, P., Sempere, T., Oller, J., Barrios, L., Herail, G., and Marocco, R., 1990. Un Bassin en compression d'age oligo-miocene dans la sud de l'Altiplano bolivien. *C. R. Acad. Sci. II, 311(2), 341-47.*

Baker, M.C.W., and Francis, P.W., 1978. Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes—Ages and volumes. *Earth and Planetary Science Letters, 41, 175.*

Beck, S.L., and Zandt, G., 2002. The nature of the orogenic crust in the central Andes. *Journal of Geophysical Research, 107, 2230. DOI: 10.1029/2000JB000124.*

Blisniuk, P., Stern, L., Champerlain, C., P., and Idleman B., 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Palanetary Science Letters, 230 (1-2), 125-142.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Bossi, G.E., Georgieff, S.M., Gavriloff, I.J.C., Ibanez, L.M., and Muruaga, C.M., 2001. Cenozoic evolution of the intramontane Santa Maria Basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina. *South Am. Earth Sci., 14, 725-34.*

Carrapa, B., Adelmann, D., Hilley, G.E., Mortimer, E., Sobel, E.R., and Strecker, M.R., 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern Central Andes. *Tectonics, 24. DOI: 10.1029/2004TC001762.*

Carrapa, B., Strecker, M.R., and Sobel, E., 2006. Sedimentary, tectonic and thermochonologic evolution of the southernmost end of the Puna Plateau (NW Argentina). *Earth Planet. Sci. Lett., 247, 82-100.*

Cande, S.C., and Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonic of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research, 91, B1, 471-496.*

Cerling, T.E., Wang, Y., and Quade, J., 1993. Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological changes in the late Miocene. *Nature, 361, 344-45.*

Cladouchos, T.T., Allmendinger, R.W., Coira, B., and Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southwest Bolivia. *J. S. Am. Earth Sci., 7, 209-28.*

Coira, B.I., Davidson, J., Mpodozis, C., and Ramos, V.A., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Review, 18, 303-332.*

Coira, B., Kay, S.M., and Viramonte, J., 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna—A model for changing subduction geometry. *Int. Geol. Rev., 35, 677-720.*

Coney, P.J., and Evenchick, E.A., 1994. Consolidation of the American Cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences, 7, 241-262. DOI: 10.1016/0895-9811(94)90011-6.*

Cooper, M.A., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Penas, R., Pulham, A.J., and Taborda, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llano basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79, 1421-1443.*

Coutand, I., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., et al., 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, Northwestern Argentina. *Tectonics, 20, 210-34.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Coutand, I., Carrapa, B., Deeken, A., Schmitt, A.K., Sobel, E.R., and Strecker, M.R., 2006. Orogenic plateau formation and lateral growth of compressional basins and ranges: insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the Angastaco Basin, NW Argentina. *Basin Res., 18, 1-26.*

Dessanti, R.N., 1972. Andes Patagonicos Septentrionales. *Geologia Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Cordoba, Argentina, 655-687.*

Dengo, C.A., and Covey, M.C., 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 77, 1315-1337.*

Dewey, J.F., and Lamb, S.H., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics, 205, 79-95. DOI: 10.1016/0040-1951(92)90419-7.*

Deeken, A., Sobel, E.R., Coutand, I., Haschke, M., Riller, U., and Strecker, M.R., 2006. Construction of the southern Eastern Cordillera, NW- Argentina: from early Cretaceous extension to middle Miocene shortening, constrained by AFT-thermochronometry. *Tectonics, 25. DOI: 10.1029/2005TC001894.*

De Silva, S.L., and Gosnold, W.D., 2007. *J. Volcanol. Geotherm. Res., 167, 320.*

Ege, H., Sobel, E.R., Scheuber, E., and Jacobshagen, V., 2007. Exhumation history of the southern Altiplano plateau (southern Bolivia) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonics, 26. DOI: 10.1029/2005TC0018969.*

Elger, K., Oncken, O., and Glondy, J., 2005. Plateau-style accumulation of deformation: The Southern Altiplano. *Tectonics, DOI: 10.1029/2004TC001675.*

Evernden, J.F., Kriz, S.J., and Cherroni, M.C., 1977. Potassium-argon ages of some Bolivian rocks. *Econ. Geol., 72, 1042-61.*

Gaupp, R., Kott, A., and Worner, G., 1999. Paleoclimatic implications of Mio-Pliocene sedimentation in the high-altitude intra-arc Lauca Basin of northern Chile. *Palaeogeol. Palaeoclim. Palaeoecol., 151, 79-100.*

Groeber, P., 1953. Mesozoico, in Geografia de la Republica Argentina. *Buenos Aires, Sociedad Argentina de Estudios Geograficos GAEA, 2, 1-154.*

Garzione, C.N., et al., 2008. Rise of the Andes. *Science, 320, 1304-1307. DOI: 10.1126/science.1148615.*

Gregory-Wodzicki, K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *GSA Bulletin, 112, 1091-1105. DOI: 10.1130/0016-7606(2000)112<1091: uhotca>2.0.co;2.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Gubbels, T.L., Isacks, B.L., and Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology, 21, 695-98.*

Haller, M., and Lapido, O., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagonica Central. *Asociacion Geologica Argentina, Revista, 35, 2, 230-247.*

Harrington, H.J., 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces of northern Chile. *AAPG Bulletin, 45, 169-197.*

Herail, G., Oller, J., Baby, P., Blanco, J., Bonhommer, M.G., and Soler, P., 1996. The Tupiza, Nazareno and Estarca basins (Bolivia): strike-slip faulting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. *Tectonophysics, 259, 201-12.*

Hernandez, R., Reynolds, J., and Disalvo, A., 1996. Analisis tectosedimentario y ubicacion geocronologica del Grupo Oran en el Rio Iruya. *Bol. Inf. Petrol., 12, 80-93.*

Hilley, G.E., and Strecker, M.R., 2005. Processes of oscillatory basin infilling and excavation in a tectonically active orogen: Quebrada del Toro Basin, NW Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull., 117, 887-901.*

Horton, B., 1996. Sequence of Late Oligocene-Miocene fold-thrust deformation and development of piggyback basins in the Eastern Cordillera, southern Bolivia. *Int. Symp. Andean Geodyn., 3rd, Saint-Malo, France, ORSTOM., 383-86.*

Horton, B.K., and DeCelles, P.G., 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology, 25, 895-898.*

Houseman, G.A., Neil, E.A., and Kohler, M.D., 2000. *J. Geophys. Res., 105, 16237.*

Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research, 93, 3211-3231. DOI: 10.1029/JB093IB04P03211.*

Ivins, E.R., and James, T.S., 2002. Simple model for late Holocene and present-day Patagonian glacier fluctuations and predictions of a geodetically detectable isostatic response. *Journal of Geophysical International, 138, 601-624.*

James, D.E., Sacks, I.S., and Skinner, B.J., 1999. Geology and Ore Deposits of the Central Andes. So*ciety of Economic Geologists, Littleton, 7, 1-25.*

Jezek, P., Willner, A.P., Acenolaza, F.G., and Miller, H., 1985. The Puncoviscana trough, A large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geol. Rundsch., 74, 573-84.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., and Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin, 94, 341-361.*

Jordan, T.E., and Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes mountains, 20º-28º South Latitude. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 71, 49-64.*

Jordan, T.E., Reynolds, J.H., III, and Erikson, J.P., 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16-33º30'S, in Ruddiman, W.F., ed., Tectonic uplift and climate change. *New York, Plenum, 41-61.*

Jordan, T.E., and Mpodozis, C., 2006. Estratigrafia y evolucion tectonica de la Cuenca Paleogena de Arizaro-Pocitos, Puna Occidental(24º-25ºS). *Congr. Geol. Chil., 2, 57-60.*

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A>, and Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33ºS), in Harmon, R.S., and Rapela, C.W., eds., Andean magmatism and its tectonics setting. *Geological Society of America Special Paper,265, 113-137.*

Kay, S.M., Coira, B., and Viramonte, J., 1994a. Young mafic back-arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes. *J. Geophys. Res., 99(B12), 24323-39.*

Kay, S.M., Mpodozis, C., Tittler, A., and Cornejo, P., 1994b. Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral belt in Chile. *International Geology Review, 36, 1079-1112.*

Kay, S.M., Ramos, V.A., and Gorring, M.L., 2002. Geochemistry of Eocene Plateau Basalts related to ridge collision in Southern Patagonian. *XV Congreso Geologico Argentino, Actas, 3, 60-65.*

Kennan, L., Lamb, S., and Rundle, C., 1995. K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. *J. S. Am. Earth Sci., 8(2), 163-86.*

Kennan, L., Lamb, S.H., and Hoke, L., 1997. High altitude paleosurfaces in the Bolivian Andes: evidence for late Cenozoic surface uplift. *Geol. Soc. London Spec. Publ., 120, 307-24.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Kley, J., Muller, J., Tawackoli, S., Jacovshagen, V., and Manutsiglu, E., 1996. Pre-andean and Andean-age deformation in the Eastern Cordillera of southern Bolivia. *J. S. Am. Earth Sci. In press.*

Kley, J., and Monaldi, C., 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the central Andes. *How good is the estimate? Geology, 26, 723-726.*

Kott, A., Gaupp, R., and Worner, G., 1995. Miocene to Recent history of the western Altiplano in northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca basin(18º15'-18º40'S/69º30'-69º05'W). *Geol. Rundsch., 84, 770-80.*

Kraemer, B., Adelmann, D., Alten, M., Schnurr, W., and Erpenstein, K., et al., 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into Neogene Puna plateau: the Salar de Antofolla, NW Argentina. *South Am. Earth Sci., 12, 157-82.*

Lamb, S., and Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature, 425, 792-797. DOI: 10.1038/nature02049.*

Lamb, S., and Hoke, L., 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics, 16, 623-649.*

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., and Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile, in Burg, J.-P., and Ford, M., eds., Orogeny through time*. Geological Society [London] Special Publication, 121, 237-264.*

MacFadden, B.J., Anaya, F., and Swisher, C.C. III, 1995. Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia. *J. Geophys. Res., 100(B5), 8153-67.*

Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., and Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *J. S. Am. Earth Sci., 7, 179-208.*

Marrett, R., and Strecker, M.R., 2000. Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics, 19, 452-67.*

Malumián, N., Nullo, F.E., and Ramos, V.A., 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay, in M. Moullade and A.E.M. Nairin, eds., The Phanerozoic geology of the world: the Mesozoic, B. *Amsterdam, Elsevier Science Publications, 265-304.*

Marshall, L.G., and Sempere, T., 1991. The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: *a review. In Fosiles y Facies de Bolivia, Vol. 1: Vertebrados, ed. Suarez-Spcuco, R., 12, 631-52.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Marshall, L.G., Sempere, T., and Gayet, M., 1993. The Petaca (late Oligocene-middle Miocene) and Yecua (late Miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Doc. Lab. Geol., Lyon, 125, 291-301.*

McQuarrie, N., 2002. The kinematic history of the central Andes fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau. *Geol. Soc. Am. Bull., 114, 950-63.*

Megard, F., Noble, D.C., Mckee, E.H., and Bellon, H., 1984. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of Central Peru. *Geological Society of America Bulletin, 95, 1108-1117.*

Mingram, A., Russo, A., Pozzo, A., and Cazau, L., 1979. Sierras Sub-Andinas. *In Turner, J.C.M., ed., Geologia regional Argentina, Cordoba, Academia Nacional Ciencias, I, 95-138.*

Mon, R., and Salfity, J.A., 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 62, 269-83.*

Montgomery, D.R., Balco, G., and Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology, 29, 579-582. DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<0579: CTATMO>2.0.CO;2.*

Mortimer, E., Schoenbohm, L., Carrapa, B., Sobel, E.R., Sosa Gomez, J., and Strecker, M.R., 2006. Compartmentalization of a foreland basin in response to plateau growth and diachronous thrusting: El Cajon – Campo Arenal Basin, NW Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.*

Mpodozis, C., and Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. *Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, v. 11.*

Naranjo. J.A., and Puig, A., 1984. Hojas Taltal y Chanaral. Santiago. *Servicio Nacional de Geologia y Mineria, Carta Geologia de Chile, 62-63, 1-140.*

Nelson, E.O., Dalziel, I.W.D., and Milnes, A.G., 1980. Structural geology of Cordillera Darwin: Collision style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Ecologae Geologicae Helveticae, 73, 727-751.*

Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R., and Espinoza, W., 1984. Hoja Peninsula de Taitao y Puerto Aysen. *Santiago, Servicio Nacional de Geologia y Mineria, Carta Geologica de Chile, 60-61, 1-80.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Rapela, C., Spalleti, L., Merodio, J., and Aragon, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40ºS – 42º30'S). *Journal of South American Earth Sciences 1, 1, 75-88.*

Pardo-Casas, F., and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since late Cretaceous time. *Tectonics, 6, 233-248.*

Pascual, R., Vucetich, M.G., and Fernandez, J., 1978. Los primeros mamiferos (notoungulate, henricosborniidae) de la formacion Mealla (Groupo Salta, Subgrupo Santa Barbara). Sus implicancias filogeneticas, taxonomicas y cronologicas. *Ameghiniana, 15, 366-90.*

Ramos, V.A., 1979. El vulcanismo del Cretacico inferior de la Cordillera Patagonica de Argentina y Chile. *VII Congreso Geologico Argentino, Actas, 1, 423-436.*

Ramos, V.A., 1982. Geologia de la region del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Asociacion Geologica Argentina, Revista, 37, 23-49.*

Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, I., and Munoz, J., 1982. The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Science Reviews, 18, 411-443. DOI: 10.1016/0012-8252(82)90047-2.*

Ramos, V.A., 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva? *IX Congreso Geologico Argentino Actas 2, 311-325.*

Ramos, V.A., 1985a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: facies y Desarrollo estratigrafico, Argentina. *Buenos Aires, IV Cogreso Geologico Chileno Actas, 1, 491-513.*

Ramos, V.A., 1985b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: Recontruccion tectonica de sus facies, Argentina. *Antofagasta, IV Congreso Geologico Chileno Actas, 1, 104-118.*

Ramos, V.A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin 73, 7, 887-903.*

Ramos, V.A., and Kay, S.M., 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina*. Tectonophysics, 205, 261-282.*

Ramos, V.A., and Alonso, R.N., 1995. El Mar Paranense en la provincia de Jujuy. *Rev. Geol. Jujuy, 10, 73-80.*

Ramos, V.A., Cristallini, E.O., and Perez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *South Am. Earth Sci., 15, 59-78.*

Ramos, V.A., 2005. Ridge collision and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics, 399, 1-4, 73-86.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ramos, V.A., and Ghiglione, M.C., 2008. Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. *Developments in Quaternary Sciences, 11, 57-71. DOI: 10.1016/s1571-0866(07)10004-x.*

Rapela, C.W., L.A. Spalletti, J.C., Merodio, E., and Aragon, 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (400S - 42°30'S). *Journal ofSouth American Earth Sciences 1, 75-88.*

Rech, J.A., Currie, B.S., Michalski, G., and Cowan, A.M., 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology, 34, 761-64.*

Reynolds, J.H., Galli, C.I., Hernandez, R.M., Idleman, B.D., and Kotila, J.M., et al., 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, northwest Argentina: magnetic stratigraphy from the Metan Subgroup, Sierra de Gonzalez. *Geol. Soc. Am. Bull., 11, 1736-51.*

Richter, D.H., Ludington, S.D., and Soria, E.E., 1992. Geologic setting. *Geology and Mineral Resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia Bull., 1975, 14-24.*

Russo, R., and Silver, P.G., 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology, 24, 511-514. DOI: 10.1130/0091-7613(1996)024<0511: CFMDAT>2.3.CO;2.*

Saez, A., Cabrera, L., Jensen, A., and Chong, G., 1999. Late Neogene lacustrine record and palaeogeography in the Quillagua-Llamara basin, Central Andean fore-arc (northern Chile). *Palaeogeol. Palaeoclim. Palaeoecol., 151, 5-37.*

Sebrier, M., Marocco, R., Gross, J.J., Macedo, B.S., and Montoya, R.M., 1979. Evolucion Neogena del Piedemonte Pacifico de los Andes del sur del Peru. *Proceedings, Congreso Geologico Chileno,171-188.*

Sebrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., and Soulas, J., 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present. *Geodynamique, 3, 85-106.*

Sempere, T., Herail, G., Oller, J., and Bonhomme, M.G., 1990(b). Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology, 18, 946-949.*

Sempere, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, in Tankard, A.J., Suarez, S., and Welsink, H.J., eds., Petroleum basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, 207-230.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., and Swisher, C.C., 1997.Straitigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin, 109, 709-727.*

Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de San Juan. *Buenos Aires, Anales Ministerio de Argicultura, Seccion de Geologia y Mineria, 7, 68.*

Silver, P.G., Russo, R.M., and Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science, 11, 211-215. DOI: 10.1126/science.279.5347.60.*

Smith, A.G., Hurley, A.M., and Briden, J.C., 1981. Phanerozoic paleo continental world maps. *Cambridge, UK, Cambridge University Press, 102.*

Skarmeta, J., and Castelli, J.C., 1997. Intrusion sintectonica del Granito de Las Torres del Paine, Andes Patagonicos de Chile. *Revista Geologica de Chile, 24, 55-74.*

Soler, P., and Jimenez, N., 1993. Magmatic constraints upon the evolution of the Bolivian Andes since late Oligocene times. *Int. Conf. Andean Geodyn., 2nd, 447-51.*

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)- South America relative motions during the last 40 m.y.: Implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences, 11, 211-215.*

Sobel, E.R., and Strecker, M.R., 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Res., 15, 431-51.*

Sobolev, S.V., and Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology, 33.*

Strecker, M.R., Cerveny, P., Bloom, A.L., and Malizia, D., 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Tectonics, 8, 517-34.*

Strecker, M.R., Mulch, A., Uba, C., Schmitt, A.K., and Chamberlain, C., 2006. Late Miocene onset of the South American Monsoon. *Eos Trans. Geophys. Union 87(52).*

Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., and Trauth, M.H., 2007. Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 35, 747-787. *DOI: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Suarez, M., and de la Cruz, R., 1997. Edades K-Ar del Grupo Ibanez en la parte oriental del lago General Carrera(46°47°LS), Aysen, Chile. *VIII° Congreso Geologico Chileno, Actas, 2, 1548-1551.*

Tawackoli, S., Jacobshagen, V., Wemmer, K., and Andriessen, P.A.M., 1996. The Eastern Cordillera of southern Bolivia: a key region to the Andean backarc uplift and deformation history. *Int. Symp. Andean Geodyn., 3rd, Saint-Malo, France, ORSTOM., 505-8.*

Thomson, S.N., Herve, F., and Stockhert, B., 2001. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics 20, 5, 693-711.*

Trumbull, R.B>, Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmerman, R., Busch, W., Gerstenberger, H., and Siebel, W., 1999. Evidence for late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes(25-26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences, 12, 135-155.*

Turner, J.C.M., 1972. Puna. Geologia Regional Argentina. *Acad. Nac. Ciencias, I, 91-117.*

Uba, C.E., Heubeck, C., and Hulka, C., 2005. Facies analysis and basin architecture of the Neogene Subandean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sediment. Geol., 180, 91-123.*

Uba, C.E., Heubeck, C., and Hulka, C., 2006. Evolution of the late Cenozoic Chao foreland basin, southern Bolivia. *Basin Res., 18, 145-70.*

Vandervoort, D.S., 1993. Non-marine evaporite basin studies, southern Puna plateau, Central Andes. *PhD thesis. Cornell. Univ., Ithaca, NY., 177.*

Van der Hammen, T., Werner, J.H., and Van Dommelen, H., 1973. Palynological record of the upheaval of the Northern Andes: A study of the Pliocene and lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its high-Andean biota. *Review of Palaeobotany and Palynology, 16, 1-122.*

Van der Hammen, T., and Hooghiemstra, H., 1997. Chronostratigraphy and correlation of the Pliocene and Quaternary of Colombia. *Quaternary International, 40, 81-91.*

Vicente, J.C., 1972. Apercu sur l'organization el l'evolution des Andes argentino-chiliennes centrales au parallele de Aconcagu. *Montreal, XXIV International Geological Congress, 3, 42-436.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Van Hunen, J., van den Berg, A.P., and Vlaar, N.J., 2004. Various mechanisms to induce shallow flat subduction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 146, 179-194. DOI:*

Wdowinski, S., and Bock, Y., 1994. The evolution of deformation and topography of high elevated plateaus. *Journal of Geophysical Research, 99, 7121-7130.*

Yuan, X., Sobolev, S.V., and Kind, R., 2002. New data on Moho topography in the Central Andes and their geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters, 199, 389-402.*

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science, 292, 686-93.*

Ελληνική Βιβλιογραφία

Μουντράκης, Δ., 2002. Τεκτονική εξέλιξη του ελληνικού ορογενούς. Γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης. *Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τομ. XXXIV/6, 2113-2126.*

Μουντράκης, Δ., 2010. Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας. *University Studio Press, 321.*

Μουντράκης, Δ., 1994. Εισαγωγή στη Γεωλογία της Μακεδονίας και της Θράκης. Απόψεις για τη γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελληνικής ενδοχώρας και των Εσωτερικών Ελληνίδων. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., 30, 31-46.*

Διαδικτυακές Πηγές

Orykta.gr, https://www.orykta.gr/geologia-oryktologia/geologia-elladas

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης