The Sistan orogen (Eastern Iran) : Tectonic evolution and significance within the Tethyan realm

Michael Jentzer

▶ **To cite this version:**

Michael Jentzer. The Sistan orogen (Eastern Iran) : Tectonic evolution and significance within the Tethyan realm. Tectonics. Sorbonne Université, 2021. English. NNT : 2021SORUS023 . tel-03432949v2

HAL Id: tel-03432949

https://theses.hal.science/tel-03432949v2

Submitted on 17 Nov 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Sorbonne Université

ED 398 - Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Institut des Sciences de la Terre de Paris

Équipe Dynamique et évolution des Marges et des Orogènes

The Sistan orogen (Eastern Iran) : Tectonic evolution and significance within the Tethyan realm

Par Michael Jentzer

Thèse de doctorat de Géosciences

Dirigée par Philippe Agard, Marc Fournier et Hubert Whitechurch

Présentée et soutenue publiquement le 01 Avril 2021

Devant un jury composé de :

Federico Rossetti, Professeur (Université Rome Tre), Rapporteur
Yann Rolland, Maître de conférences (Université Savoie Mont Blanc), Rapporteur
Laurent Jolivet, Professeur (Sorbonne Université), Examinateur
Pierre Bouilhol, Maître de conférences (Université de Lorraine), Examinateur
Jafar Omrani, Directeur adjoint du Service Géologique Iranien, Invité
Philippe Agard, Professeur (Sorbonne Université), Directeur
Marc Fournier, Professeur (Sorbonne Université), Co-Directeur
Hubert Whitechurch, Professeur émérite (Université de Starsbourg), Co-Directeur

Résumé

La chaîne du Sistan (E-Iran) présente une orientation N-S atypique au sein des orogènes, essentiellement E-W, allant de la Grèce à la Birmanie, issus de la fermeture de la Néo-Téthys depuis ~175 Ma. L'objectif de ce travail a été de préciser l'histoire de ce domaine ophiolitique et ses relations avec les autres bassins d'Iran Central en lien avec la dynamique de la Néo-Téthys.

L'ophiolite du Sistan résulte de la fermeture d'un paléo-océan (ultra)lent produit formé entre 124 et 106 Ma. Cette fermeture s'effectue dès 90 Ma par subduction vers le NE comme en atteste le magmatisme d'arc juvénile bimodal, calco-alcalin pauvre en K et adakitique, de l'Est de la chaîne, la vergence globale de la déformation et la position de la zone de suture de haute pression. La présence d'amphibolites de semelle métamorphique (~750°C-0.65 GPa) datées entre 74-72 Ma témoigne de l'initiation d'une subduction intra-océanique plongeant également vers le NE. Elle constitue l'élément déclencheur de l'obduction de l'ophiolite, achevée vers 50 Ma. La collision, marquée par un changement de sédimentation qui devient plus proximale à l'Eocène, n'a entraîné qu'une déformation assez modeste jusqu'à l'Oligocène, soit 30 à 40 km de raccourcissement. La déformation post-collisionnelle, plus restreinte encore, est contrôlée au moins depuis la fin du Miocène par un transfert de contrainte depuis la collision active du Zagros.

En regard de l'histoire et de la géométrie des autres bassins ophiolitiques d'Iran, le Sistan semble avoir été un bassin indépendant, ouvert en pull-apart dans une zone de relais transtensif, vraisemblablement le long d'une zone décrochante héritée localisée entre l'Iran et l'Afghanistan.

Abstract

The N-S trending Sistan belt (E Iran) stretches N-S along ~700 km, at a high angle compared to the other Alpine-Himalayan ranges found along the Neotethyan suture zone. The aim of this study is to reappraise both the tectonic evolution of the Sistan orogen and its significance within the Neotethyan realm. The Sistan ophiolite, which started forming since 125 Ma, exhibits all the characteristics of present-day (ultra-)slow spreading environments. Closure of the Sistan ocean occurred through a major NE-dipping subduction zone active at least since 90 Ma, as indicated by (i) the location and age of bimodal juvenile arc magmatism, (ii) the regular SW vergence of the orogen and (iii) the location and age of subducted fragments. The discovery of 74-72 Ma metamorphic soles (~750°C-0.65 GPa) at the base of the ophiolite argues for the initiation of an intra-oceanic thrust/subduction zone, which ultimately led to the SW obduction of the ophiolite onto the Lut Block (mostly over by 50 Ma). Subsequent collision was marked by a drastic change of the Eocene sedimentation yet by only moderate shortening until the Oligocene (~30-40 km). Since the Late Miocene, post-collisional deformation appears strongly controlled by far-field stresses emanating from the Zagros collision. Given its orientation, petrological characteristics and age, the Sistan ocean probably opened as an independent pull apart basin along an inherited transform fault. The Sistan ocean also appears to have recorded the major geodynamic events which accompanied the closure of the Neo-Tethys, i.e. the major change in kinematics at ~90 Ma and the northward migration of India at ~75-70 Ma.

Remerciements

Voici le moment d'écrire le mot de la fin, le plus important finalement, mis au début, pour éviter aux principaux intéressés sans qui tout ceci n'aurait pas pu voir le jour, d'avoir à tout lire pour le découvrir !

Merci donc aux membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail ; vous êtes malheureusement les seuls à devoir dépasser les remerciements. Merci aux membres de mon comité de suivi de thèse : Nicolas Bellahsen et Alberto Vitale Brovarone pour vos remarques avisées et encore désolé pour mes longs exposés.

Ce travail n'aurait pas pu voir le jour sans mes chers directeurs, en premier lieu desquels Philippe. Merci de m'avoir entraîné dans cette aventure, de m'avoir fait confiance et de m'avoir patiemment épaulé. Ça n'a pas dû être facile pour toi de composer avec mes obligations annexes imposant un rythme un peu lent, mon côté alsacien, mes travers issus de l'agreg qui me rendent parfois un peu rigide et mon anglais proche de celui d'une vache espagnole associé à ma dyslexie latente. Je ne t'en veux pas pour l'annonce mensongère car définitivement cette ophiolite n'est pas si bleue que ça ! Merci à Marc pour son soutien sans faille (facile mais je n'ai pas pu résister), pour son enthousiasme débordant (finalement on en a rapporté des chignons) et pour les conversations pédagogiques toujours passionnantes. Merci à Hubert pour ses conseils, son hospitalité (au passage merci à Catherine et Zoé pour leur accueil chaleureux) et sa bienveillance paternelle. A vous trois, merci pour les très bons moments passés sur le terrain enfin quand chacun arrivait à prendre l'avion ! J'espère pouvoir continuer à travailler avec vous encore longtemps.

Ces missions de terrain qui n'auraient pas pu être possibles sans les collègues iraniens. Aux collègues du GSI, un grand merci à Jafar, je sais que tu as toujours fait ton maximum pour faciliter nos missions. A Reza, 7 missions sur 8 ensemble ca créer du lien ! Merci aussi aux autres géologues de GSI qui ont pu nous accompagner. Merci aux chauffeurs pour leur disponibilité et leur professionnalisme, je ne ferais pas le fier sur certaines des pistes empruntées et en plus il y avait toujours le thé. Aux collègues de l'Université de Birjand, merci pour votre accueil et merci d'avoir pris du temps pour vous guidez, je pense en particulier à Mohammad, Khatib et Ebrahim. ممنون خیلی.

Je veux aussi remercier les collègues (non iraniens) avec qui j'ai collaborés. Patrick : merci pour tes datations même si cela me parait magique ; Marc pour ta patience : j'y tenais à ce modèle géochimique ; Damien : super mission et oui on va les analyser ces sédiments ; Alain, le roi du géoréférencement qui a grandement facilité la production de mes cartes ; Guillaume : ça fait maintenant un moment qu'on collabore, merci pour tout et vivement la suite : j'ai des monazites qui n'attendent qu'à passer à l'ICP ! Anne et Benoît, mes encadrants de M_2 (avec Philippe, déjà) : il va falloir décoincer la bulle et sortir ces équilibres Illite-Chlorite issus d'un moment de magie à Cambridge… Il y a aussi tout le personnel technique sans qui aucune analyses n'auraient été possible. Merci à Eric pour les lames minces. Merci à Omar toujours dispo pour analyser entre deux un minéral douteux. Merci à Nico et Michel ; j'ai enfin compris que plus ça râle à la sonde meilleure sera la séance ! Merci aux Benoît(s) pour les manips ICP et le coup de main sur les quantifications.

Arrive le moment délicat de remercier tous ceux avec qui je travaille au quotidien depuis presque 15 ans à SU et ça fait du monde, d'avance désolé de ne pas pouvoir être exhaustif. Essayons de procéder de manière organisée. Merci donc à ceux du feu CPC qui ont facilité mes escapades au troisième. En tête, Sophie mon homologue de charme du secteur A : merci pour les discussions, la prise en charge des étudiants et ton amitié. Merci à mon co-bureau du bas Lucas : je sais tu as dû te sentir un peu abandonné. Merci à l'équipe technique Sonia, Tahar, Corinne (remets-toi bien), Sana et j'ajoute Karina ; vous assurez. Merci aux collègues biologistes : Catherine quelle belle énergie, Hervé, Yvan, Chloé…il y en aurait tant d'autre. Merci à Olivier qui suit ce que je fais ; désolé d'être devenu la référence du débasculement ! Merci aux membres de SU-TEB : Bertrand et Loïc pour mes deux années de mi-temps. Merci à la direction de l'ISTEP et de l'ED : Sylvie, Loïc, Laurence pour avoir signer les inscriptions dérogatoires et navré de faire baisser les stats de l'ED. Plus particulièrement merci aux membres de l'ISTEP qui ont compensé mes heures : François, Laurent, les Nicos, Loïc… et tous ceux qui constituent l'équipe pédagogique de l'agreg. Merci à Sandrine d'avoir géré les frais de mission ce qui n'est pas une mince affaire vue mon attrait pour les démarches administratives. Merci à mes co-bureau du troisième et collègues thésards ; depuis le temps que je suis là et le nombre de bureau que j'ai fait, vous êtes nombreux, je vais donc me concentrer sur le troisième. Commençons pas les anciens du temps du M_2 : Samuel, Alexis, Julien, Anne Cé, Nico, Erwan, Pauline…puis ceux de la nouvelle vague Mathieu, Guillaume, Benjamin, Adeline…les plus récents Clément, Sarah, Tiphaine (chef coloriste de la plupart de mes figures), Thomas, Camille, Dia (courage la fin est proche)…et les derniers arrivés Kévin et Manon : merci à tous pour les

coups de mains du quotidien, les discussions scientifiques ou non, les parties de ping-pong, les pauses café pouvant durer…

En tant qu'enseignant, je ne pouvais pas ne pas remercier ceux qui m'ont donné envie de faire tout ça. La géologie, je m'y suis mis tard et par obligation pour passer les concours, à une époque où les UE avaient des noms simples LG ; MG ! Premier cours : géodynamique avec Jean Paul Cadet j'ai commencé à y voir un intérêt. Les cours de sédim avec Maurice bien utiles tout comme la géochimie avec Albert. Ensuite il y a eu la Géol de la France avec Olivier : ça piquait déjà à l'époque mais c'est intégratif. Puis les cours de Laurent et la magie des dessins, la fluidité des notions…et une obligation de rester en secteur C. L'agreg avec Loïc et LE stage Alpes : substitution des grenats et des phyllosilicates par Philippe à une heure des plus tardive ; me voilà conquis ! Toutes ces personnes ont pensé à moi pour le poste de PRAG qui m'a permis de revenir à la fac : merci !

Il reste les amis, de toujours les Agros et les Vétos, les Ermontois plus récents mais tout aussi chers. C'est toujours un plaisir de décompresser avec vous pour une soirée ou un week-end. Vivement la fin des apéros ZOOM.

A la fin mais non des moindre, toute ma famille. Merci à mes parents même si je crois que mon attrait pour les cailloux leur paraitra toujours étrange. Papa, finalement je passerais ma thèse plus âgé que toi qui n'étais déjà pas en avance ! Maman rassures toi, après le doctorat, il n'y a plus beaucoup de diplôme possible. Merci à mes frangins : Alex pour les comparaisons entre nos mondes, courage à toi, tu es le prochain ; Guigui pour te dire que dans la famille il n'est jamais trop tard si l'envie te prend ! A toute ma belle-famille et en particulier à Mélanie qui pendant que je me battais à écrire ce manuscrit, menait un combat bien plus difficile. Vous êtes forts ! Enfin merci à mes enfants Paul et Solène pour votre curiosité (je suis content de vos échantillonnages de serpentinite et de spilite de cet été !), d'avoir assuré pendant mes absences et de m'avoir préter vos chambres pour écrire l'essentiel de ce texte. Et merci à Annick, mon épouse. Je sais que depuis la BCPST la géologie et toi ça fait deux…pas sûr que cette expérience ait réussi à vous réconcilier malgré cela tu m'as soutenu. Je vous aime fort.

Sommaire

Résumé 2
Abstract 3
Remerciements 4
Sommaire 8
1. Introduction 12
2. Contexte géologique et objectifs : le Sistan au sein des chaînes téthysiennes 16
2.1. Les chaînes téthysiennes : un super-orogène des Bétiques à l'Indonésie 16
2.1.1. Émergence de l'idée des Téthys : une brève revue historique 16
2.1.2. Paléo et Néo-Téthys : résumé des connaissances et des inconnues 18
2.2. La géologie de l'Iran façonnée par la Paléo- et la Néo-Téthys 23
2.3.1. Le Sud de l'Iran présente des reliques de la Néo-Téthys 24
2.3.2. Le Nord de l'Iran présente des reliques de la Paléo-Téthys 27
2.3.3. L'Iran central : un ensemble de blocs Cimmériens 29
2.3. Le Sistan : état des connaissances sur ce bassin marginal méconnu 36
2.3.1. Les jalons structuraux et définition des grandes unités du Sistan 38
2.3.2. Les évènements géologiques récents du Sistan 41
2.3.3. Les contraintes existantes sur la phase de collision du Sistan 45
2.3.4. Les contraintes existantes sur la phase de subduction du Sistan 50
2.3.5. Les contraintes existantes sur la phase d'océanisation du Sistan 58
2.4. Intérêt de l'étude du Nord-Sistan et objectifs de la thèse 66
2.4.1. Intérêts régionaux de l'étude du Nord-Sistan 66
2.4.2. Autres intérêts géologiques de l'étude du Nord-Sistan 67
2.5. Approches et outils mises en œuvre dans cette étude 68
2.5.1. Approche de terrain 68
2.5.2. Approche microstructurale 69
2.5.3. Pétrologie magmatique et outils géochimiques 69
2.5.4. Pétrologie métamorphique et outils thermo-barométriques 70
2.5.5. Outils de datation radiochronologique 71
2.5.6. Sédimentologie de facies et relation source-bassin 71
3. Structure d'ensemble de la chaîne du Sistan et localisation des cibles d'étude 72
3.1. Elaboration d'un schéma structural cohérent du N-Sistan 72
3.2. Elaboration d'une coupe géologique synthétique cohérente du N-Sistan 75
3.2.1. Observations de terrain et réalisation d'un ensemble de coupes locales 75
3.2.2. Elaboration d'une coupe synthétique générale à partir des coupes locales 76
3.3. Les cibles d'étude 81
4. Investigation de la déformation cassante et détermination de l'évolution récente de l'orientation des contraintes principales 83
4.1. Préambule 83
4.2. Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics 84
4.2.1. Abstract 86
4.2.2. Introduction 87
4.2.3. Geological setting 89
4.2.4. Analysis of fault-slip data 94
4.2.5. Interpretation and discussion 100
4.2.6. Conclusion 110
4.2.7. Acknowledgements 111

4.2.8. Supporting information 112
4.3 Perspective : extension de la zone d'étude précédente vers le Sud-Sistan (Baloutchistan) 113
4.3.1 Localisation et méthode de l'étude 113
4.3.2. Résultats 114
4.3.3 Interprétations prélimianires de ces résultats 118
5. Investigation des bassins sédimentaires : état actuel et modalités de mise en place 123
5.1. Description des séries sédimentaires du Nord-Sistan 123
5.1.1. Séries sédimentaires du bassin du Sefidabeh 123
5.1.2. Séries sédimentaires du complexe du Ratuk 126
5.1.3. Séries sédimentaires du complexe de Neh 127
5.2. Estimation du degré de métamorphisme des sédiments du complexe de Neh 130
5.2.1. Echantillonnage 130
5.2.2 Estimation de la température maximale atteinte par la matière organique via effet Raman (RSCM) : méthodologie 130
5.2.2. Résultats obtenus par RSCM 132
5.2.3. Interprétation des Tmax obtenus par RSCM 134
5.3. Projet de détermination des sources détritiques 135
5.3.1. Echantillonnage 135
5.3.2. Perspective d'étude 137
6. Investigation de l'ophiolite du complexe de Neh : un paléo-océan lent obducté 138
6.1. Structure de l'ophiolite : contrainte sur le type d'ophiolite 138
6.1.1. Structure générale de l'ophiolite 138
6.1.2. Structure interne de chaque unité 141
6.1.3. Discussion sur le type d'ophiolite 144
6.2. Pétrologie et géochimie de l'ophiolite : contrainte sur la formation de l'ophiolite 146
6.2.1. Pétrologie, minéralogie et conditions PTt des roches de l'ophiolite 146
6.2.2. Géochimie des roches de l'ophiolite 151
6.3 Pétrologie, minéralogie et conditions P-T-t des roches métamorphiques associées à l'ophiolite : contrainte sur la mise en place de la nappe 160
6.3.1. Localisation des échantillons métamorphiques 160
6.3.2. Description pétrologique et minéralogique 162
6.3.3. Estimations des conditions P-T 166
6.3.4. Géochronologie 167
6.3.5. Interprétation du métamorphisme associé à l'ophiolite et conséquences sur son mode de mise en place 169
7. Investigation de la zone de suture : magmatismes d'arc et mélanges de HP-BT 171
7.1 Préambule sur le magmatatisme d'arc du Crétacé supérieur : contrainte sur la vergence et la dynamique de la subduction 172
7.2. Late Cretaceous calc-alkaline and adakitic magmatism in the Sistan suture zone (Eastern Iran): implications for subduction polarity and regional tectonics 174
7.3 Estimations P-T, ages et formation des unités HP-BT du Ratuk complex 214
8. Evolution tectono-métamorphique du Sistan 217
8.1. Préambule 217
8.2. The Sistan orogen (Eastern Iran): Tectonic evolution and significance within the Tethyan realm 220
8.2.1. Introduction 222
8.2.2. Geological setting of the Sistan orogen 225
8.2.3. Structural map of Sistan 233
8.2.4. Methodology: from field to P-T-t estimations 234

8.2.5. Sedimentary basins: types and burial metamorphism 235
8.2.6. Ophiolitic rocks from the Neh complex 241
8.2.7. Sections across the northern branch of the Sistan orogen 247
8.2.8. Metamorphic evolutions in the western part of the Sistan orogen 254
8.2.9. Geochronology 272
8.2.10. Discussion 273
8.2.11. Conclusions 297
8.2.12. Appendix: Methods used 299
9. Discussion : place du Sistan dans les ophiolites téthysiennes 305
9.1. Bilan de nos résultats et perspectives d'étude dans le Sistan 305
9.1.1. Bilan de nos résultats 305
9.1.2. Perspective d'étude dans le Sistan 307
9.2. Les ophiolites du Sistan et leur rapport avec les bassins ophiolitiques internes d'Iran 308
9.2.1. Discussion sur les corrélations inter-ophiolites possibles 310
9.2.2. Proposition d'évolution tectonique de l'Iran central du Jurassique supérieur à l'Eocène 313
9.3. Discussion sur les modalités d'obduction de l'ophiolite du complexe de Neh 317
9.3.1. Les modèles géodynamiques d'obduction des ophiolites 317
9.3.2. Modalités d'obduction du complexe du Neh 319
10. Conclusion 322
Bibliographie 325
Annexes 1 – Supporting information for Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics 367
Annexes 2 – Liste des échantillons et analyses sondes 382
1. Liste des échantillons collectés 382
2. Données sonde sur les roches non métamorphiques de l'ophiolite 391
2. Données sonde sur les roches métamorphiques de l'ophiolite 397
2.1. Les métasédiments de la ride de Birjand 398
2.2. Les amphibolites de la semelle métamorphique 402
Annexes 3 – Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: The Sistan example (Eastern Iran) 418
1. Abstract 418
2. Introduction 420
3. Geological setting 422
3.1. Paleogeographic context 422
3.2. The Ratuk complex 423
4. Structural context: mapping and cross-section 427
5. Petrography and mineral chemistry 428
5.1. Petrography 428
5.2. Mineral chemistry 431
6. Pressure-temperature estimates 436
6.1. Methods 436
6.2. Results 438
7. Geochronology 441
7.1. Method 441
7.2. Results 441
8. Discussion 444
8.1. Relationships between structure and metamorphic grade 444
8.2. Age interpretation and implications for Sistan 448

8.3. Insights on slicing, exhumation and mixing mechanisms along the plate interface 450
9. Conclusions 451
10. Acknowledgments 452
11. References 452
Annexes 4 – Carte des échantillons étudiés 465

1. Introduction

C'est au début du XX^{ème} siècle que les idées fixistes commencèrent à reculer en sciences de la Terre avec les travaux précurseurs princeps de Wegener : « l'origine des continents » (1912). Il propose pour la première fois, sur la base de corrélations géographiques, géologiques et paléontologiques que l'Europe, l'Afrique et les Amériques aient pu constituer un continent unique la Pangée dont la formation et la destruction nécessite le déplacement des masses continentales ou « dérive des continents ». En l'absence de moteur, cette « dérive des continents » ne rencontra pas une forte adhésion. Elle fut toutefois reprise, entre autre dans les travaux Argand (1924) ou de Choubert (1935). Ce n'est qu'en 1945 qu'Holmes propose un moteur aux déplacements des continents : la convection du manteau sous-jacent.

Dans les années 60 se produit ce qui sera appelé la « révolution de la tectonique des plaques ». Cette révolution commence au niveau des océans avec l'émergence de modèle de production des lithosphères océaniques au niveau des dorsales médio-océaniques par Hess et al. (1962) qui sera confirmé par les mesures des anomalies magnétiques au niveau des planchers océaniques menées par Vine et Matthews (1963). Parallèlement, dès 1935, Wadati montre une corrélation entre l'alignement sismique sous le Japon et la répartition du volcanisme de surface. Cette observation sera généralisée par Gutenberg and Richter (1954). Benioff (1955) proposera que l'alignement sismique corresponde à un chevauchement de grand ampleur entre deux blocs rigides qui sera interprété comme l'interface entre une lithosphère chevauchante et plongeante par Isacks et al. (1968). A la suite de ces découvertes fondatrices sur la caractérisation des différentes limites de plaque se sont développés les premiers modèles de cinématiques (e.g. Le Pichon, 1968) et de dynamique des plaques. En 1969, Wilson est le premier a proposé ce qu'il appelle le cycle de vie d'un bassin océanique avec six grandes étapes : (1) l'ouverture embryonnaire du bassin océanique ; (2) le stade jeune océan ; (3) le stade océan mature ; (4) le stade océan en début de fermeture ; (5) le stade océan en fin de fermeture et (6) le stade de relique ou suture : vestiges du bassin océanique totalement refermé entre deux masses continentales. La succession des étapes de vie d'un domaine océanique a été depuis raffinée et porte maintenant le nom de cycle ce Wilson (Figure 1.1).

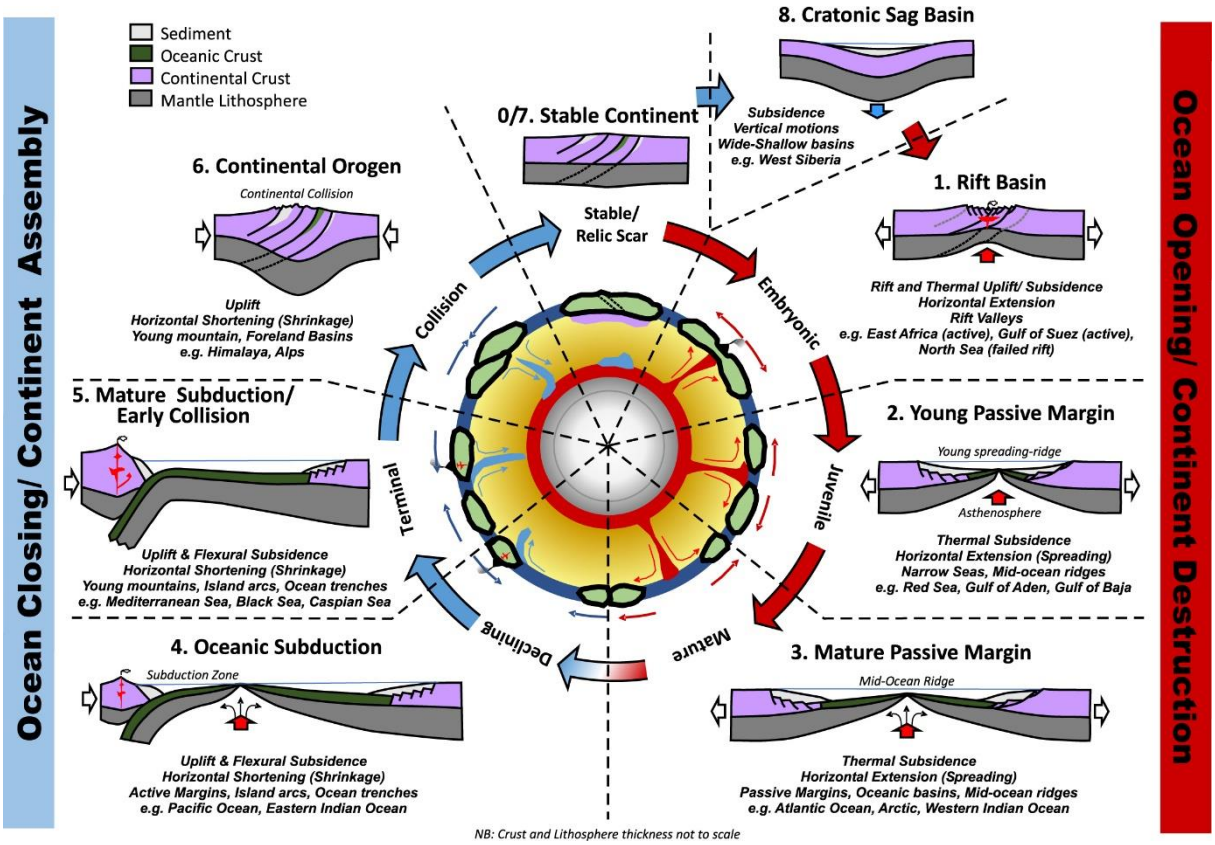


Figure 1.1 : Version récente du « Cycle de Wilson » (Wilson et al., 2019)

Ainsi, le continent unique de la Pangée s'est formé il y a environ 300 Ma (Carbonifère supérieur; e.g. Stampfli and Borel, 2002; Torsvik and Cocks, 2017) en lien avec la fermeture de la Paléo-Téthys (cf. Chapitre 2). Ce supercontinent se fragmente d'Est en Ouest dès le Permien supérieur avec l'ouverture de la Néo-Téthys (Figure 1.2a). Cette fragmentation se fait en grande partie au dépend de la marge Nord du Gondwana de laquelle des blocs dits Cimmériens se détachent (Figure 1.2b). Le nombre exact des blocs Cimmériens, leur évolution paléographique et leur relation au cours du temps sont encore des questions débattues comme en atteste la diversité des reconstructions palinspastiques disponibles dans la littérature (Stampfli and Borel, 2002; Barrier et al., 2008, 2018; Seton et al., 2012; Metcalfe, 2013; Torsvik and Cocks, 2017). La phase tectonique Cimmérienne correspond à la collision entre les blocs Cimmériens et les terrains de la Laurussia au Nord suite à la fermeture complète de la Paléo-Téthys. Dès le Jurassique inférieur (~175 Ma) la Néo-Téthys se referme par subduction vers le Nord sous les blocs Cimmériens (e.g. Dercourt et al., 1986; Sengor et al., 1988; Barrier et al., 2018). La Néo-Téthys dans sa partie Ouest est refermée et la collision à lieu entre les plaques Arabie et Eurasie dès l'Oligocène alors que dans la partie Est la collision au niveau de l'Himalaya entre l'Inde et l'Eurasie commence à l'Eocène (e.g. Agard et al., 2011; Bouilhol et al., 2013). Seule la partie centrale de la Néo-Téthys, au niveau du Makran est encore en subduction actuellement (e.g. Burg, 2018).

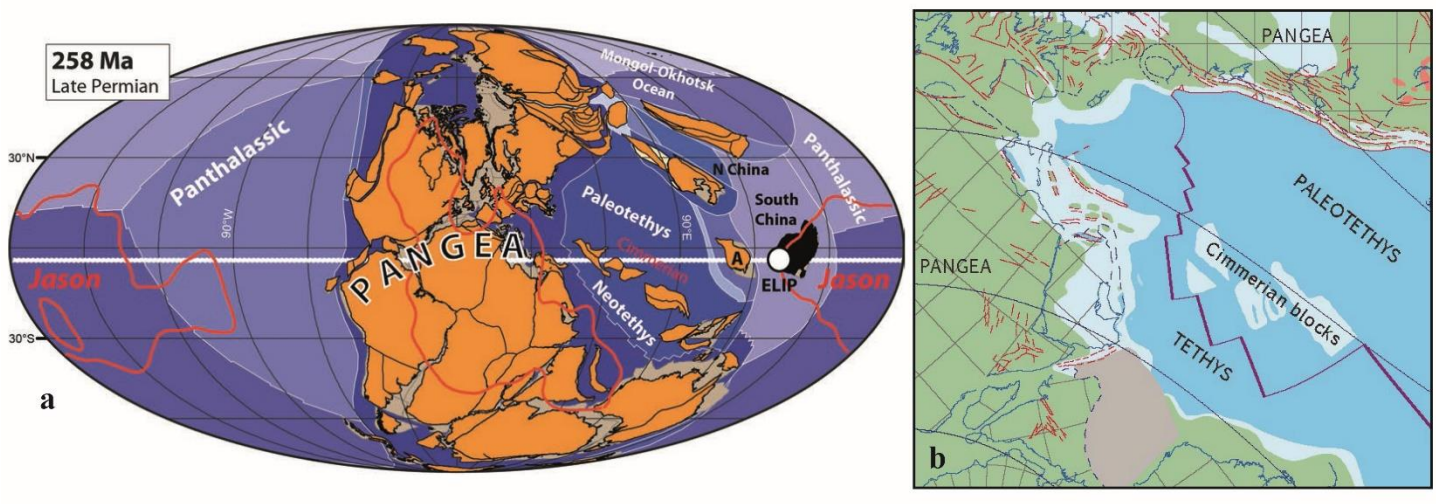


Figure 1.2. La Pangée en cours de fracturation au Permien supérieur et localisation des blocs Cimmériens. **a)** d'après Torsvik and Cocks, 2017; **b)** d'après Barrier et al., 2018

Les fermetures successives de la Paléo et de la Néo-Téthys sont marquées actuellement par des sutures (reliques océaniques ou ophiolites ; cf. Chapitre 2 et figure 1.3). Ces sutures étant discontinues, de grandes incertitudes demeurent sur leur tracé précis. Au premier ordre, les sutures de la Paléo- et de la Néo-Téthys forment des alignements Est-Ouest.

L'Iran occupe une position centrale dans le système Téthysien : il est plus ou moins bordé au Nord par la suture de la Paléo-Téthys et héberge au Sud-Ouest, le long du Zagros, celle de la Néo-Téthys. L'essentiel du centre de l'Iran est donc constitué de blocs Cimmériens. Les ophiolites d'Iran, nombreuses (Figure 1.3), ont été regroupées en deux ensembles : (1) les ophiolites correspondant aux sutures de la Paléo- et de la Néo-Téthys, respectivement au Nord et au Sud, et (2) les ophiolites internes (e.g. Stöcklin, 1974; Berberian and King, 1981; Dercourt et al., 1986; Agard et al., 2011;Moghadam and Stern, 2015). Ces ophiolites internes ne coïncident pas avec les sutures de la Paléo- et de la Néo-Téthys et sont globalement plus jeunes (Jurassique supérieur et principalement Crétacé inférieur à moyen). Elles ont généralement été interprétées comme provenant de reliques de bassins océaniques d'arrière-arc ouverts, au sein des blocs Cimmériens déjà accrétés à la Laurussia, lors de la subduction de la Néo-Téthys. Toutefois, la dynamique permettant l'ouverture de ces bassins localisés dans la plaque

chevauchante, leur nombre et les relations entre ces différentes zones de suture restent à clarifier.

Au sein des ophiolites internes d'Iran, celle du Sistan localisée à la frontière avec le Pakistan et l'Afghanistan s'étire sur près de 700 km et présente une orientation Nord-Sud atypique, sub-orthogonale à l'orientation Est-Ouest principale des sutures Téthysiennes. L'objectif de ce travail est (i) de mieux contraindre l'évolution tectonique de la chaîne du Sistan, (ii) expliquer son orientation particulière et/ou utiliser les informations spécifiques qu'elle recèle et (iii) établir les relations spatiales et temporelles potentielles entre le bassin du Sistan, les autres ophiolites internes d'Iran et la Néo-Téthys.

Ce manuscrit commence par une synthèse des connaissances actuelles sur les Téthys et les ophiolites internes d'Iran (Chapitre 2). Les chapitres 3 à 8 présentent les apports des différentes méthodes mises en œuvre pour affiner notre connaissance de la chaîne du Sistan. Les résultats obtenus sont synthétisés dans les chapitres 8 et 9 pour proposer une évolution tectonique du Sistan intégrée au sein du plus vaste ensemble des ophiolites Téthysiennes.

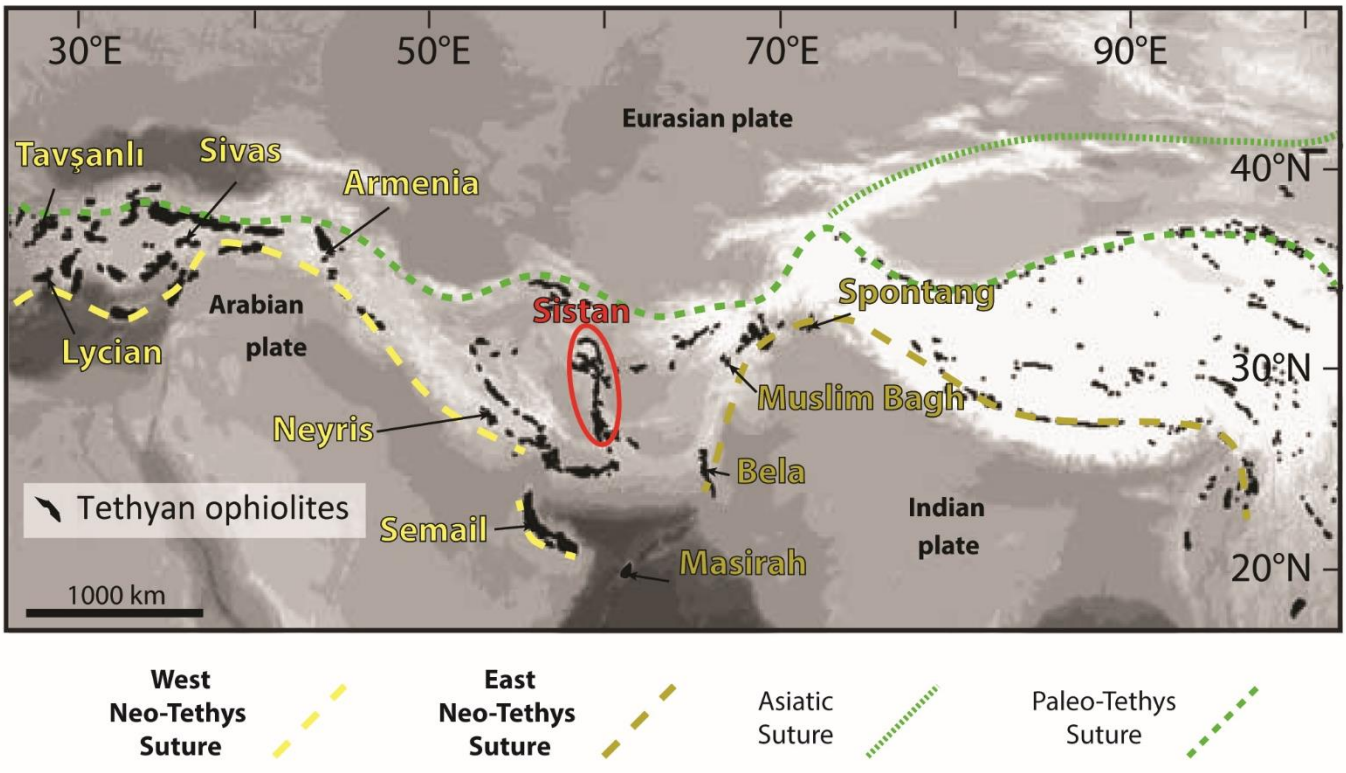


Figure 1.3. Répartition des ophiolites Téthysiennes (modifié d'après Khan et al., 2006)

2. Contexte géologique et objectifs : le Sistan au sein des chaînes téthysiennes

2.1. Les chaînes téthysiennes : un super-orogène des Bétiques à l'Indonésie

2.1.1. Émergence de l'idée des Téthys : une brève revue historique

En 1862, Edward Suess a été le premier à mettre en évidence des similitudes entre le contenu faunistique de carbonates Mésozoïques Alpins et Himalayens. La poursuite de ses études avec l'école géologique de Vienne (Autriche) confirmera ces affinités et précisera le caractère marin profond de ces dépôts. A partir de ces observations, Neumayr (1887) localise pour la première fois sur une carte (Figure 2.1.a) les limites présomptives d'un domaine océanique profond allant de l'Amérique Centrale à l'Asie qu'il nomme « Central Mediterranean ». Ce grand océan orienté globalement Est-Ouest sera renommé en 1888 « Téthys » par Suess dans son traité « Das Antlitz der Erde » (La face de la Terre, volume 2). Ce nom fait référence au Titan, sœur et épouse d'Océan dans la mythologie grecque, laquelle ne doit pas (comme cela a été souvent le cas) être confondue avec sa petite-fille Thétis, nymphe marine et mère d'Achille. La Téthys séparait pour Suess deux masses continentales : le Gondwana au Sud et l'Angara (Asie) au Nord. Avec cette approche moderne de la paléogéographie globale, Suess ouvrait la voie aux idées mobilistes qui allaient naître au début du 20ème siècle (Jenkyns, 1980).

En 1927, Steinmann redéfinit la notion d'ophiolite, terme qui avait été créé par Brongniart (1827) pour désigner les roches serpentineuses, comme une trilogie de roches : péridotite serpentinisée (roche ultrabasique), diabase (roche basique) et radiolarite. Steinmann l'interprète comme le marqueur d'un placolite de magma ou une vaste bulle intrusive dans un fond sous-marin se différenciant en roches ultrabasique et basique. Cette trilogie se retrouvant fréquemment le long du tracé de la Téthys, ce fût un argument supplémentaire confortant l'existence d'un bassin océanique profond. Suite aux avancées en pétrologie magmatique océanique (via des dragages en mer) et à l'émergence de la tectonique des plaques, les ophiolites sont, après de nombreux débats, interprétées comme étant comparable aux roches océaniques. C'est lors de la conférence de Penrose en 1972 que les ophiolites seront définitivement considérées comme l'association de roches basiques et ultrabasiques représentant une portion de lithosphère océanique, complète ou non, métamorphique ou non, en position allochtone.

Parallèlement, dans les années 1970, les datations de ces ophiolites se multiplient, principalement par biostratigraphie, notamment des radiolarites. Ces datations montrent, au niveau de la Téthys, que certaines sont bien d'âge Mésozoïque mais que d'autres sont plus anciennes, d'âge Paléozoïque. Ces âges obtenus notamment sur des ophiolites iraniennes ont permis à Stöcklin de proposer en 1974 qu'il existe des reliques d'un océan Paléozoïque qu'il nommera « Paléo-Téthys » par opposition à la Téthys Mésozoïque historique qui dès lors est requalifiée de « Néo-Téthys ».

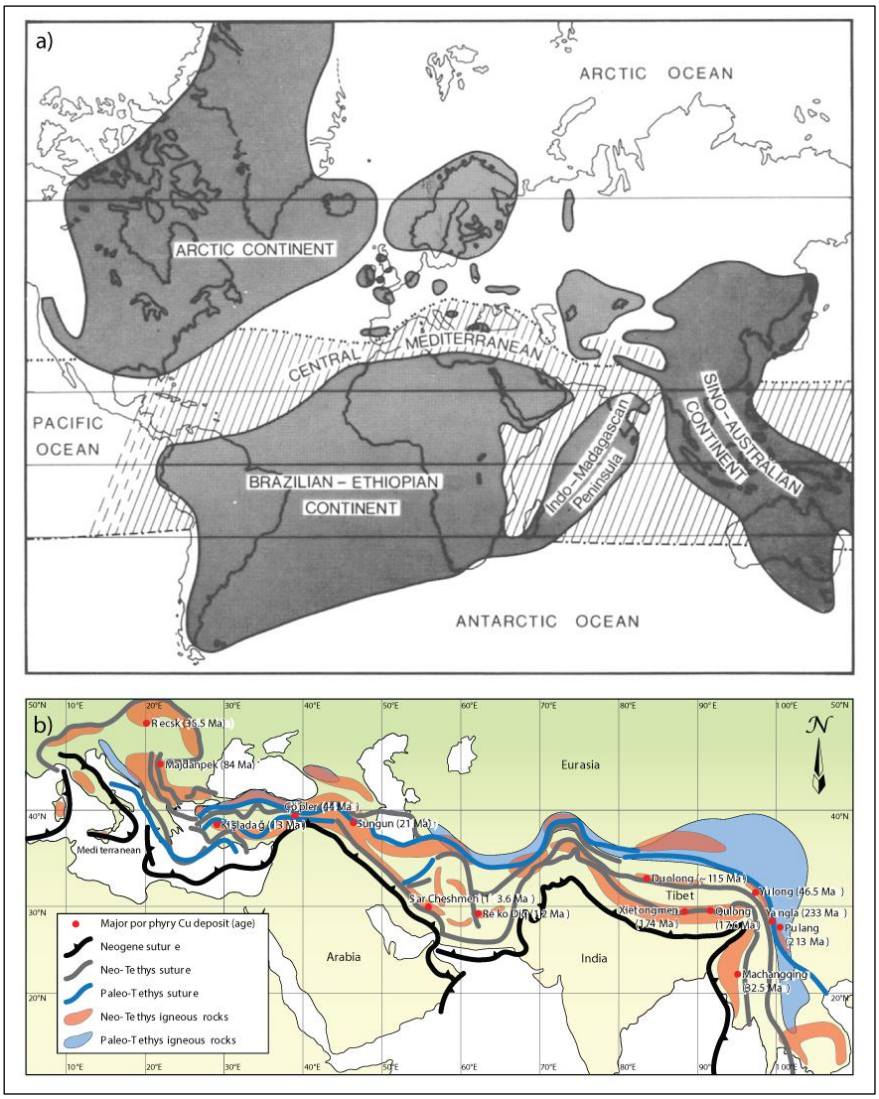


Figure 2.1. Cartes localisant les sutures téthysiennes dans le monde. **a)** Première occurrence cartographique publiée en 1887 de la « Central Mediterranean » (en hachure) de Neumayr renommée Téthys par Suess. En gris les ensembles continentaux présentant des faciès sédimentaires Jurassiques comparables. **b)** Carte actuelle de la localisation des sutures téthysiennes, ici soulignées par le magmatisme d'arc et les minéralisations de cuivre associées (Richards and Şengör, 2017).

2.1.2. Paléo et Néo-Téthys : résumé des connaissances et des inconnues

Depuis les années 70, nombre d'études sur la continuité des faunes et des faciès, l'emplacement et l'âge des ophiolites mais aussi sur la localisation des roches métamorphiques de haute-pression basse-température (HP-BT) et des roches d'arc magmatique, ont permis de raffiner la position des sutures de la Paléo- et la Néo-Téthys (Figure 2.1.b). L'apport des données paléomagnétiques associées aux données paléo-environnementales (type de faune, de sédiments…) ont permis de reconstituer au cours du temps la migration spatiale des blocs continentaux impliqués.

Ainsi, la suture de la Paléo-Téthys se suit des Pontides (Nord Turquie) à l'Indonésie. L'âge des ophiolites plaide en faveur d'une ouverture océanique diachrone (Figure 2.2A.a) datant de la fin de l'Ordovicien (~440 Ma) à l'Est et du début du Silurien (~420 Ma) à l'Ouest. Ce bassin océanique se serait ouvert initialement au sein de la marge Nord du Gondwana, en position de bassin arrière-arc, en réponse à la subduction vers le Sud de l'océan Rhéique. Dans sa partie Est, cet océan séparait le Gondwana au Sud des terrains de Hun au Nord, ensemble constitué principalement des blocs Turan, Tarim et Chine Nord et Sud. Dans sa partie Ouest, la Paléo-Téthys séparait le Gondwana de Laurussia, résultat de l'accrétion des blocs Avalonia, Baltica et Laurentia lors de l'orogenèse Calédonienne (Figure 2.2A.b). La fermeture de la Paléo-Téthys par subduction vers le Nord sous Laurussia ou les terrains de Hun débuterait à la fin du Dévonien ou au début du Carbonifère (~360 Ma ; Figure 2.2A.b). La mise en place de cette subduction pourrait avoir eu comme effet d'entraîner la déchirure de l'Est de la marge Nord du Gondwana et la création des blocs Cimmériens, regroupant principalement les blocs Turque, Nord Iranien, Central Iranien, Afghan, Karakorum, Tibétain, Burma, Thaïlandais et Malaisien. La fermeture totale de la Paléo-Téthys correspond à l'Ouest à la collision entre le Gondwana et la Laurussia, initiant ainsi la formation de la Pangée dès la fin du Carbonifère (~300 Ma). A l'Est, la fermeture de la Paléo-Téthys est suivie de la collision entre les blocs Cimmériens et Laurussia ou les terrains de Hun. Cette phase de collision Cimmérienne s'étend du Trias au Jurassique moyen (Figure 2.2A.d et e ; e.g. Sengör et al., 1988; Boulin, 1991; Besse et al., 1998; Stampfli et al., 2001; Stampfli and Borel, 2004, 2002; Seton et al., 2012; Richards and Şengör, 2017; Torsvik and Cocks, 2017).

D'autre part, la suture ophiolitique de la Néo-Téthys se suit de manière quasi continue des Héllénides (Nord de la Grèce) en passant par les Taurides (Sud Turquie) le Zagros, le

Makran, le Spontang, le Ladakh- Indus–Yarlung-Zangbo et les chaînes Indo-Birmanes. Les premières manifestations de l'ouverture de la Néo-Téthys (rifting continental puis début d'océanisation) sont enregistrées entre le Permien (~300Ma) et la base du Trias (~250 Ma ; Figure 2.2A.d). L'océanisation semble être diachrone entre l'ouverture au Jurassique moyen de la Téthys alpine (océan Ligure), de l'océan du Vardar des Dinarides et Héllénides, et l'océanisation au Crétacé attestée par des ophiolites situées plus à l'Est. Les relations entre l'ouverture de l'Atlantique central et la Néo-Tethys alpine restent encore à établir. La Néo-Téthys s'ouvre au sein de la marge Sud du Gondwana, détachant ces blocs qualifiés de « Cimmériens » par Stämpfli et Borel (2002), qui entreront en collison avec la marge Nord Laurasienne (blocs du Menderes et de Kirsehir en Turquie, bloc de l'Iran central, bloc de Lut , bloc Afghan, bloc de Karakorum, bloc de Lhassa…) lors de la fermeture de la Paléo-Téthys. La fermeture de la Néo-Téthys s'est faite par subduction de sa lithosphère océanique vers le Nord sous les blocs Cimmériens depuis le Jurassique inférieur (~200-180 Ma ; Figure 2.2A.e et 2.2B.a). Dès lors, la convergence entre les marges téthysiennes se poursuit. Entre 95 et 90 Ma à l'Ouest et 70 à 65 Ma à l'Est, se mettent en place de grandes nappes ophiolitiques associées à leur semelle métamorphique tel que celles d'Anatolie, d'Oman ou d'Arménie pour le domaine Ouest et celles de Masirah, Bella ou du Spontang dans le domaine Est. La Néo-Téthys a presque entièrement disparu par subduction, de manière diachrone, entre l'Eocène et l'Oligocène, aboutissant à la formation de zones de collision et de sutures. Seules quelques reliques de la Néo-Téthys sont encore en cours de subduction au niveau du Makran ou de l'Est de la Méditerranée (e.g., Berberian and King, 1981 ; Dercourt et al., 1986 ; Sengör et al., 1988 ; Stampfli and Borel, 2004, 2002 ; Agard et al., 2011 ; Jolivet et al., 2016 ; Torsvik and Cocks, 2017 ; Barrier et al., 2018 ; Burg, 2018).

Cette vision globale de l'histoire géodynamique de la Paléo- et de la Néo-Téthys présente dans le détail encore de nombreuses inconnues. Ainsi, les sutures ophiolitiques ne sont pas toujours d'une continuité telle qu'elles permettent de déterminer de manière univoque les limites des blocs impliqués. La position de la suture de la Paléo-Téthys entre la Turquie et le Kopeh-Dagh n'est généralement contrainte que par la position de l'ophiolite de Rasht dans l'Ouest de l'Alborz laissant la possibilité de tracer cette suture dans l'Alborz, à sa limite Sud ou au Nord, au niveau de la Caspienne. Suivant les marqueurs utilisés (magmatiques, sédimentaires ou métamorphiques), les âges des différentes phases tectoniques peuvent être diachrones. Le nombre de sutures est lui aussi encore débattu puisqu'en Indonésie des sutures Méso et Céno-Téthysiennes ont été proposées en plus des précédentes. Le nombre exact de

blocs continentaux formant les blocs Cimmériens et surtout leur relation ne sont pas encore totalement clarifiés. En effet, les relevés faunistiques, en accord avec les données paléomagnétiques, semblent indiquer que les blocs Cimmériens centraux (Afghanistan central et Karakorum) ont migré plus rapidement vers le Nord que les autres.

En outre, certains alignements ophiolitiques retrouvés entre les deux sutures Téthysiennes majeures sont parfois très obliques à celles-ci. Ces sutures ont généralement été interprétées comme marquant la présence d'anciens bassins marginaux qui se seraient ouverts en position d'arrière-arc dans la plaque supérieure lors de la subduction de la Paléo- ou de la Néo-Téthys. C'est le cas d'un certain nombre de bassins en Iran dont nous parlerons dans la suite de ce chapitre.

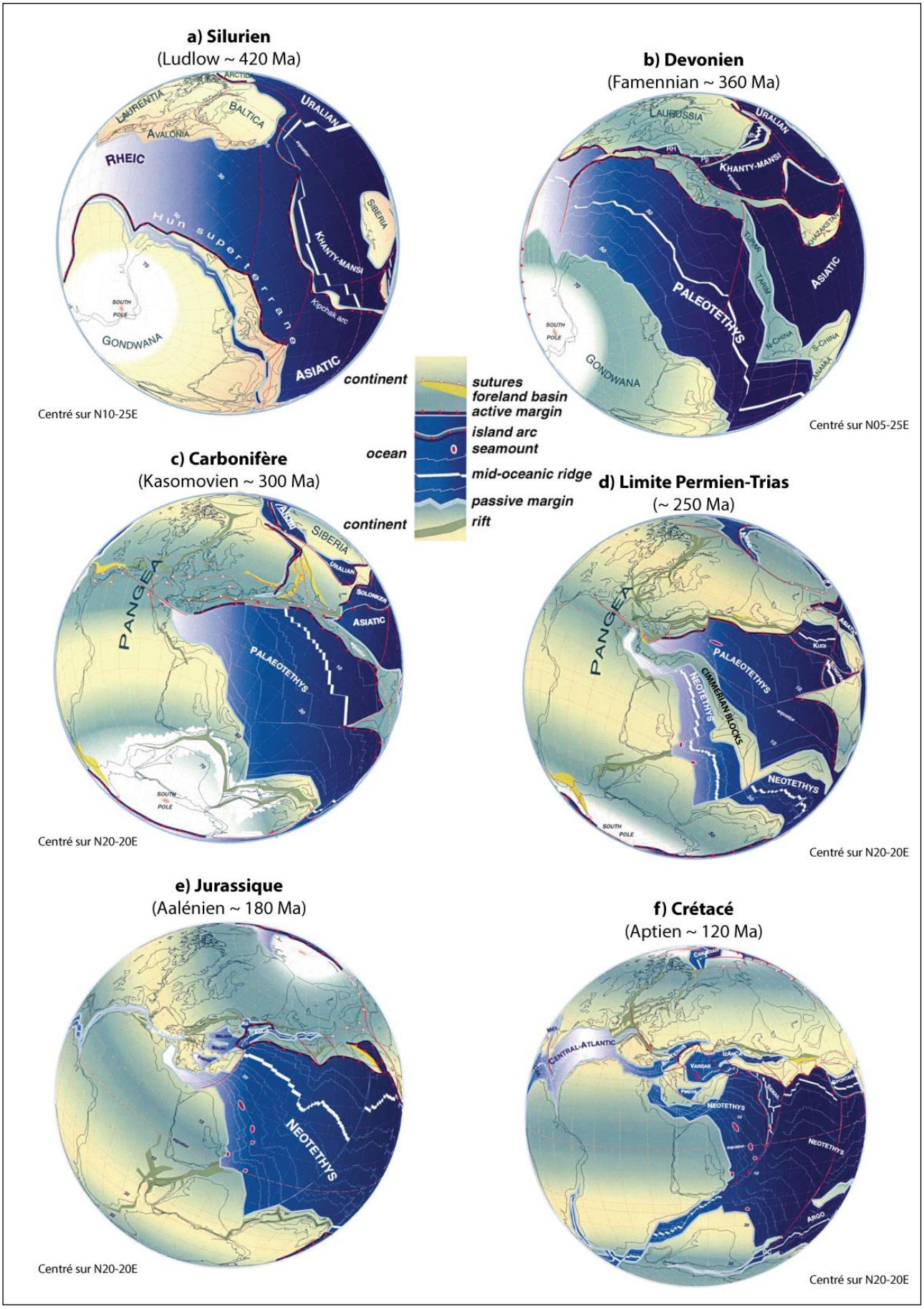


Figure 2.2A. Reconstitution paléogéographique du Silurien au Crétacé (Stampfli and Borel, 2002)

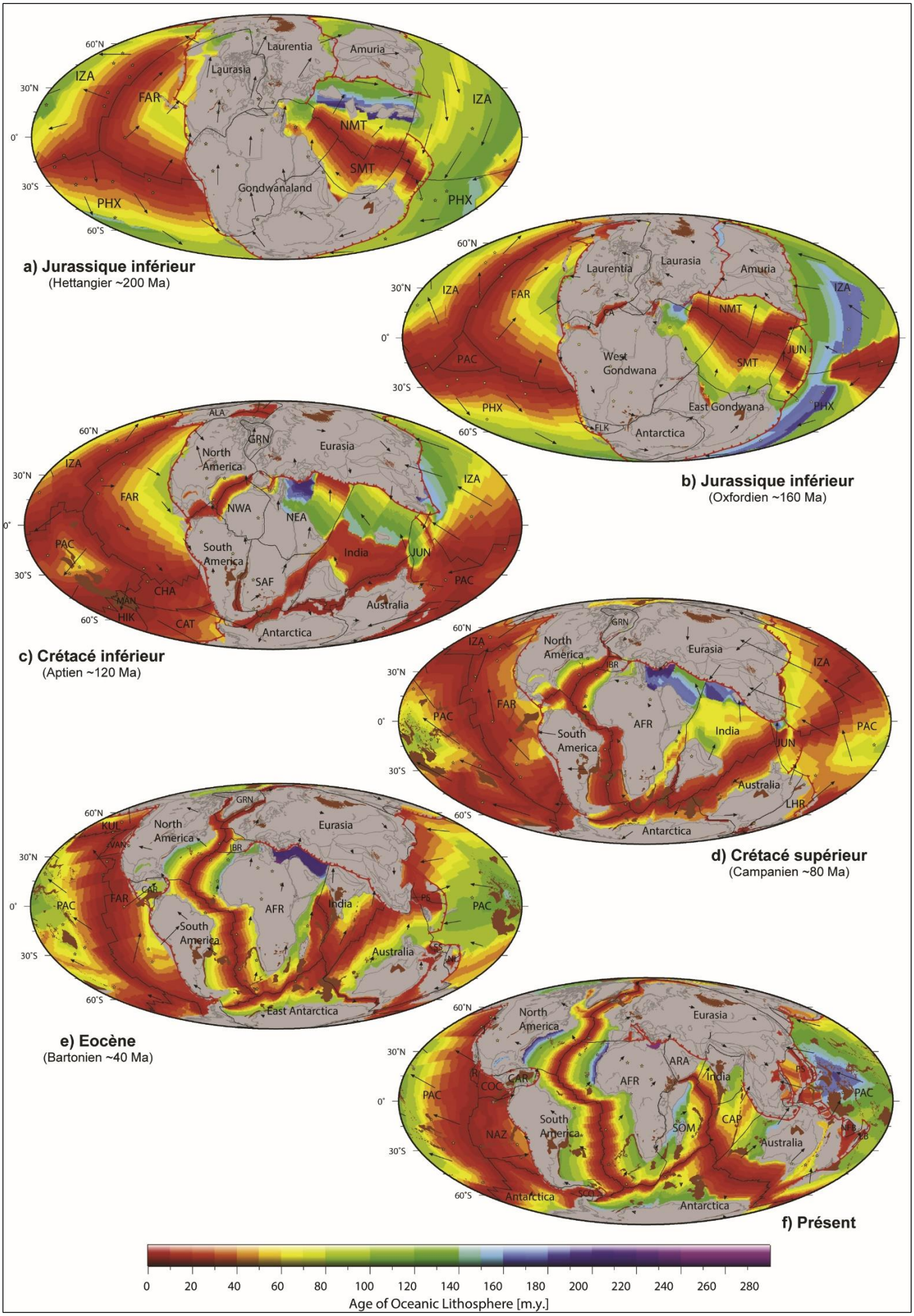


Figure 2.2B. Reconstitution paléogéographique du Jurassique à l'actuel (Seton et al., 2012)

2.2. La géologie de l'Iran façonnée par la Paléo- et la Néo-Téthys

Dans le système téthysien, le territoire iranien a une position centrale dont la structuration résulte des effets conjugués de le Paléo et de la Néo-Téthys. La figure 2.3 présente les grands domaines géologiques iraniens qui vont être présentés en fonction de leur affinité avec la Paléo ou la Néo-Téthys.

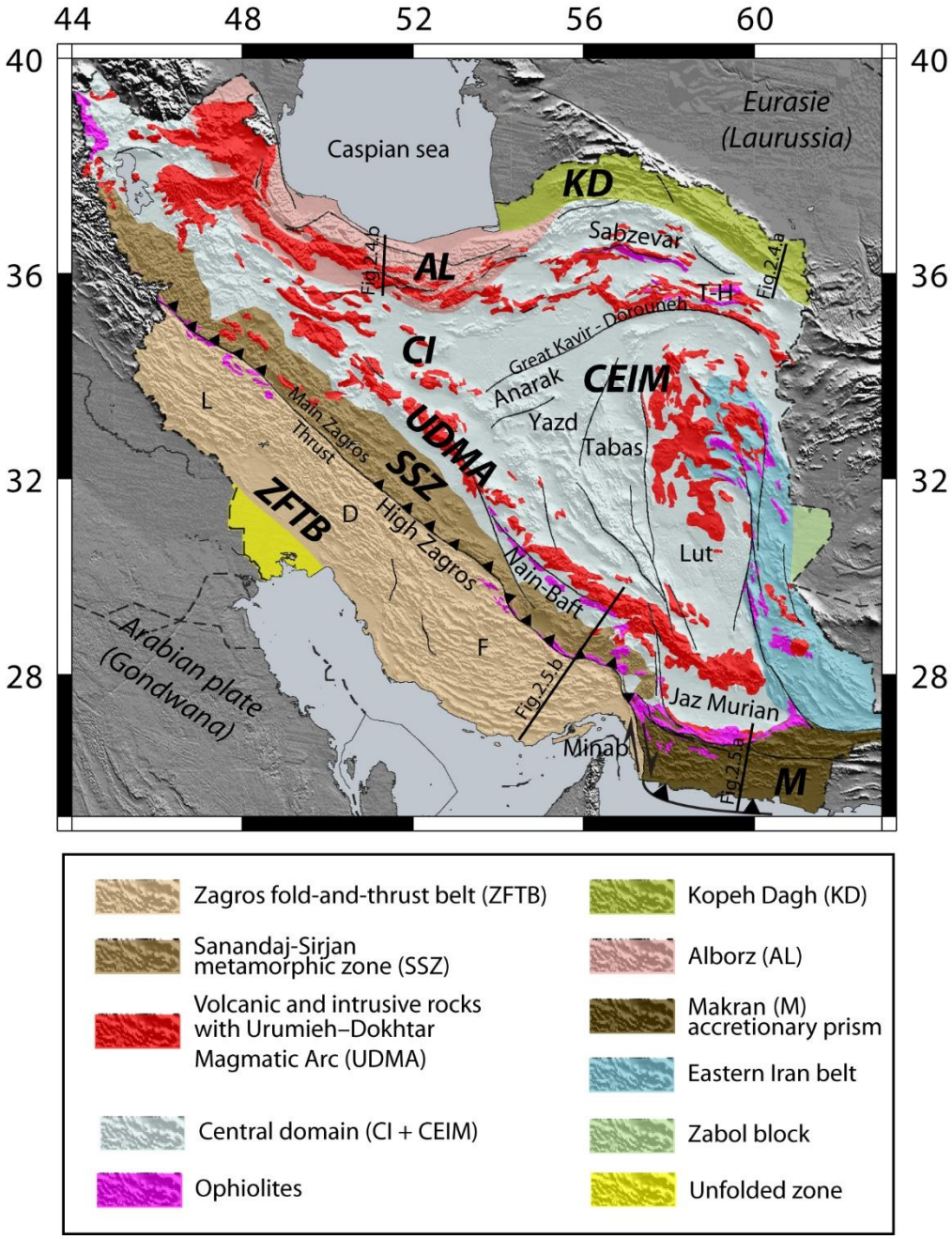


Figure 2.3. Localisation des grands ensembles géologiques iraniens sur un fond topographique. Les coupes géologiques présentées dans deux figures suivantes y sont localisées. CEIM : Central Iran East Microcontinent ; CI : Central Iran ; D : Dezful ; F : Fars ; L : Lorestan ; T-H : Torbat-Heydarieh (modifié d'après Paul et al., 2010).

2.3.1. Le Sud de l'Iran présente des reliques de la Néo-Téthys

A l'Est, au niveau du Makran, la subduction de la Néo-Téthys est toujours active. Le Makran correspond à un prisme orogénique construit en séquence et pouvant pour sa partie émergée être divisé en quatre domaines principaux orientés Est-Ouest (parallèles à la fosse actuelle ; Figure 2.4.a ; Burg, 2018) :

– (1) Le Nord Makran correspond à une zone de suture avec des reliques d'ophiolite datées du Crétacé inférieur, des schistes bleus datés entre 100 at 95 Ma (Delaloye and Desmons, 1980; Hunziker et al., 2017) ainsi que des fragments continentaux dilacérés dans un ensemble qualifié de mélange coloré.

– Les trois autres segments correspondent à des prismes d'accrétion plissés et faillés d'âge différents : (2) le Makran interne présente des dépôts sédimentaires allant du Crétacé supérieur au Miocène moyen, (3) le Makran externe des sédiments du Miocène supérieur et (4) le Makran littoral est Plio-Pleistocène.

A ces domaines, il faut ajouter un Makran immergé correspondant au prisme d'accrétion sédimentaire encore actif aujourd'hui.

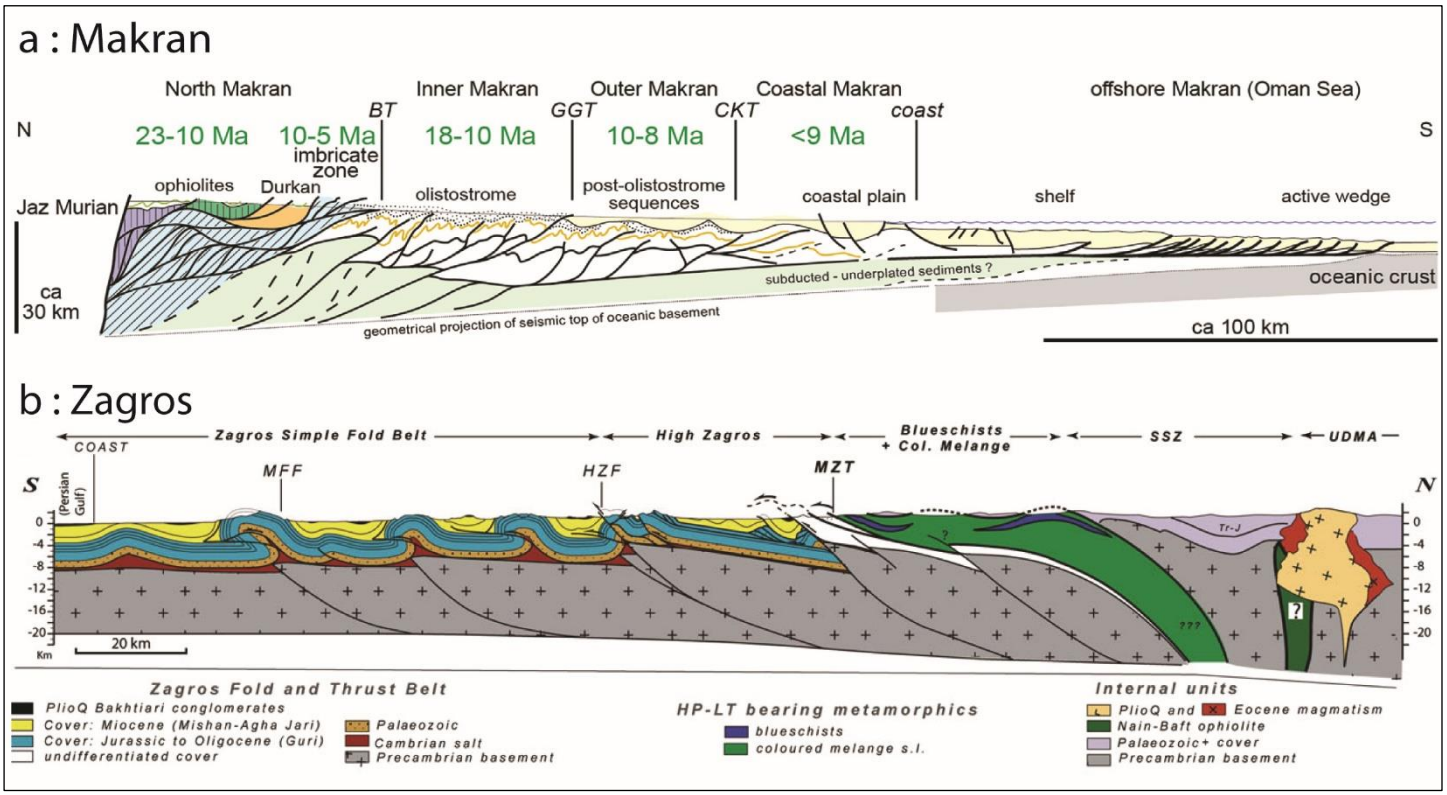


Figure 2.4. Coupes géologiques des chaînes iraniennes du Sud : **a)** Makran (Burg, 2018) et **b)** Zagros (Agard et al., 2011)

A l'Ouest, le Zagros est le témoin privilégié de la collision entre l'Arabie au Sud et les blocs Cimmériens au Nord, suite à la fermeture totale de la Néo-Téthys. L'orogène du Zagros peut être divisé en quatre zones (Figure 2.4.b ; Agard et al., 2011) :

– (1) Les zones externes au sens large se localisent depuis la zone de la plateforme Arabe ne montrant pas de déformation jusqu'au chevauchement principal du Zagros. Cette zone correspond à la couverture sédimentaire arabe Cambrienne à Quaternaire décollée au niveau de la formation salifère d'Hormuz (Cambrien) et déformée en une tectonique de couverture en plis et chevauchements de longueur d'onde régulière accommandant 60 ± 20 km de raccourcissement depuis 12 Ma (Sherkati et al., 2006; Mouthereau et al., 2007). Cette zone peut être divisée en deux sous domaines : le Haut Zagros plus interne et d'altitude plus élevée dont la structuration a eu lieu entre 12 et 8 Ma et la SFB (Simple Fold Belt) moins élevée et déformée plus récemment (depuis 5 Ma). Du Nord-Ouest vers le Sud-Est, trois sous-domaines peuvent être individualisés : le Lorestan, le Dezful et le Fars.

– (2) La zone de suture du Zagros, le long du chevauchement principal du Zagros (Main Zagros Thrust), correspond à la zone séparant au Sud les terrains appartenant à la plaque Arabe de ceux au Nord appartenant au bloc Cimmérien de l'Iran Central. On y trouve des fragments d'ophiolite dont certaines, comme celle de Neyriz, sont directement interprétées comme des reliques de la Néo-Téthys voire des pieds de marge (Jannessary and Whitechurch, 2008), ou d'autres, comme celle de Kermanshah, sont interprétées comme provenant en partie de petits bassins d'arrière arc (Moghadam and Stern, 2011; Saccani et al., 2013). Un métamorphisme HP-BT y est représenté par des schistes bleus (≈1GPa-525°C) datés à 90 ± 10 Ma (Agard et al., 2006; Monié and Agard, 2009). Des traces de magmatisme Paléocène à Eocène sont aussi présentes et montrent une évolution depuis une affinité magmatique de bassin arrière-arc à celle d'un arc franc (Omrani et al., 2008; Whitechurch et al., 2013).

– (3) La zone de Sanandaj-Sirjan (SSZ, zone allant de Sanandaj au NW à Sirjan au SE) est une zone où un magmatisme Méso(-Cénozoique) important se met en place dans une série stratigraphique caractéristique du bloc Cimmérien d'Iran Central. Bien qu'encore débattu, ce magmatisme semble être relié à la subduction de la Néo-Téthys et se décomposerait en trois phases majeures. La première phase magmatique, au début du Jurassique moyen, témoignerait d'un magmatisme d'arc associé à l'initiation de la subduction de la Néo-Téthys dans la région. La suite du magmatisme Jurassique, de plus

en plus récent vers le NW (Agard et al., 2005), pourrait indiquer une phase de rifting et l'ouverture d'un bassin arrière-arc dont les témoins sont des roches felsiques caco-alcalines résultant d'une fusion d'une croûte continentale cadomienne (Azizi and Stern, 2019). Le magmatisme Crétacé correspondrait à une phase de quiescence magmatique dont l'origine serait l'étalement du panneau plongeant de la Néo-Téthys. L'activité magmatique calco-alcaline reprend au Paléocène-Eocène et pourrait être expliquée par la formation d'une fenêtre au sein du panneau plongeant de la Néo-Téthys qui se déchirerait (e.g., Yang et al., 2018 ; Zhang et al., 2018).

– (4) L'arc magmatique d'Urumieh-Dokhtar (UDMA) est orienté NW-SE, parallèlement au chevauchement majeur du Zagros. Cet arc magmatique est essentiellement constitué par du magmatisme calco-alcalin Eocène dont la source est un manteau métasomatisé par des fluides libérés par le panneau plongeant (celui de la Néo-Téthys). L'âge de ce magmatisme semble se rajeunir du NW vers le SE de la zone de UDMA (Mirnejad et al., 2019). Plus localement des adakites riches en silice de moins de 10 Ma ont été décrites. Elles proviendraient au moins pour partie de la fusion partielle d'une lithosphère océanique plongeante induite par la rupture locale du panneau plongeant entraînant une remontée asthénosphérique des isothermes (Omrani et al., 2008). Enfin le magmatisme le plus récent dans la zone est un magmatisme alcalin post-collisionnel qui se met en place le long de contacts majeurs, qui paraissent jouer le rôle de drains. Entre UDMA et SSZ se logent d'autres ophiolites, celles de Nain-Baft, qui seront abordées dans la suite.

Entre le Makran en subduction et le Zagros en collision, se trouve une zone de relais décrochant dextre : la zone de Minab, équivalent d'une zone de transfert subduction-collision.

2.3.2. Le Nord de l'Iran présente des reliques de la Paléo-Téthys

Le Nord de l'Iran présente deux chaînes principales, l'Alborz (à l'Ouest) et le Kopeh Dagh (à l'Est), et un bassin, le bassin Sud Caspien (Figure 2.3).

L'Alborz représente la partie Nord du bloc de l'Iran Central, constituée d'un socle Paléozoïque, recouvert de séries sédimentaires Mésozoïques déformées en une chaîne à double déversement (Figure 2.5.a; Stöcklin, 1968). Au centre de la chaîne, les formations sont plissées sur rampes structurales et caractérisées par Alavi (1996) comme des structures multiplex. Ces structures résultent d'une inversion tectonique au cours du Miocène(Zanchi et al., 2006) d'un domaine continental préalablement étiré à l'Eocène (Guest et al., 2006a-b; Ritz et al., 2006). Le socle Paléozoïque, peu visible, présente de possibles traces du rifting Ordovien-Silurien de la Paléo-Téthys et au moins une ophiolite associée à la Paléo-Téthys : l'ophiolite de Rasht dans l'Ouest de l'Alborz. Ces traces ténues de la présence de la Paléo-Téthys ont été en grande partie oblitérées par les phases tectoniques postérieures. Ainsi, la phase de collision Cimmérienne est marquée par la discordance entre les terrains du Trias supérieur - Jurassique inférieur déformés sur lesquels repose la formation de Shemshak (ensemble de marnes, siltites et grès) Jurassique moyen à supérieur. Les dépôts du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur indiquent une phase de quiescence tectonique. Le Paléocène est un conglomérat discordant sur les formations Mésozoïques ayant subi une phase de raccourcissement et d'émersion probable. L'Eocène très épais (autour de 4 km) correspond à une série volcano-détritique (formation de Karaj) attestant d'une activité magmatique calco-alcaline d'arc à arrière-arc. Ces dépôts seraient associés à une phase d'étirement qui est scellée par des sédiments conglomératiques Oligo-Miocène en discordance. Le Miocène moyen à supérieur est constitué de sédiments continentaux (type red beds) se déposant à leur tour en discordance sur l'Oligo-Miocène déformé par une phase de raccourcissement responsable du début de la formation des reliefs actuels de l'Alborz. L'Alborz constitue donc une chaîne intra-continentale. Les phases les plus récentes de déformation (Pliocène à actuelle) montre une extrusion par le jeu de décrochements senestres reliés à la dynamique récente en mer Caspienne (e.g., Guest et al., 2006a-b ; Agard et al., 2011 ; Asiabanha and Foden, 2012). Enfin, dans le Sud de l'Alborz, le Damavand (5610m) est un volcan isolé, Quaternaire et alcalin, et constitue le plus haut sommet d'Iran.

Le Kopeh Dagh présente lui aussi un socle Paléozoïque comparable à celui de la marge Nord du Gondawa. Au Sud du Kopeh Dagh quelques affleurements sont interprétés comme des ophiolites (Binalood Complex) ou comme de possibles arcs/bassins d'arrière-arc (Fariman et

Dareh Anjir Complex) associé à la Paléo-Téthys. La formation Kashafrud (équivalente de la Shemshak) se dépose en discordance sur le Trias et la base du Jurassique déformés par la collision Cimmérienne (Figure 2.5.b). Cette formation enregistre dès le Jurassique moyen une activité extensive et la formation de failles normales. Cette phase de rifting marquée est responsable de la forte subsidence de cette zone, qui accumule plus de 7 km de sédiments post-Triasiques. Cette phase de subsidence se poursuit jusqu'à l'Eocène. Bien qu'il y ait des hiatus dans cette série sédimentaire aucune phase tectonique n'a été clairement mise en évidence durant cette période. L'activité tectonique associée au début de la formation des reliefs actuels est marquée par le dépôt de conglomérats Oligocène discordants. Ce raccourcissement initié à l'Oligocène se poursuit jusqu'à l'actuel avec une composante décrochante dextre importante reliant le Kopeh Dagh à l'Alborz (e.g., Zanchi et al., 2009 ; Hollingsworth et al., 2006, 2010 ; Zanchetta et al., 2013 ; Robert et al., 2014).

Enfin, le bassin Sud Caspien est l'un des bassins les plus profonds sur Terre avec entre 20 et 25 km de sédiments déposés au-dessus d'un substratum dont la nature bien que longtemps débattue semble être d'affinité océanique. Son ouverture est probablement synchrone de la phase extensive visible dès le Jurassique moyen dans le Kopeh Dagh. Le bassin serait vraisemblablement océanisé dès le Jurassique supérieur. Il correspondrait à un bassin arrière-arc éloigné mais lié à la subduction de la Néo-Téthys. Suite à une phase de subsidence thermique du Crétacé à l'Eocène, la subsidence s'accélère brusquement à l'Eocène en lien avec la phase d'extension observée dans l'Alborz. L'Oligocène et le Miocène sont affectés par des déformations compressives identiques à celles marquées observées dans le Kopeh Dagh et l'Alborz. Enfin, l'histoire Plio-Quaternaire montre une accélération brutale de la subsidence associée à des mécanismes aux foyers inverses localisés jusqu'à 80 km de profondeur dans la partie Nord et Ouest du bassin. Le bassin Sud Caspien serait en cours de subduction dans sa partie Nord et Ouest (e.g., Allen et al., 2003 ; Brunet et al., 2003 ; Robert et al., 2014).

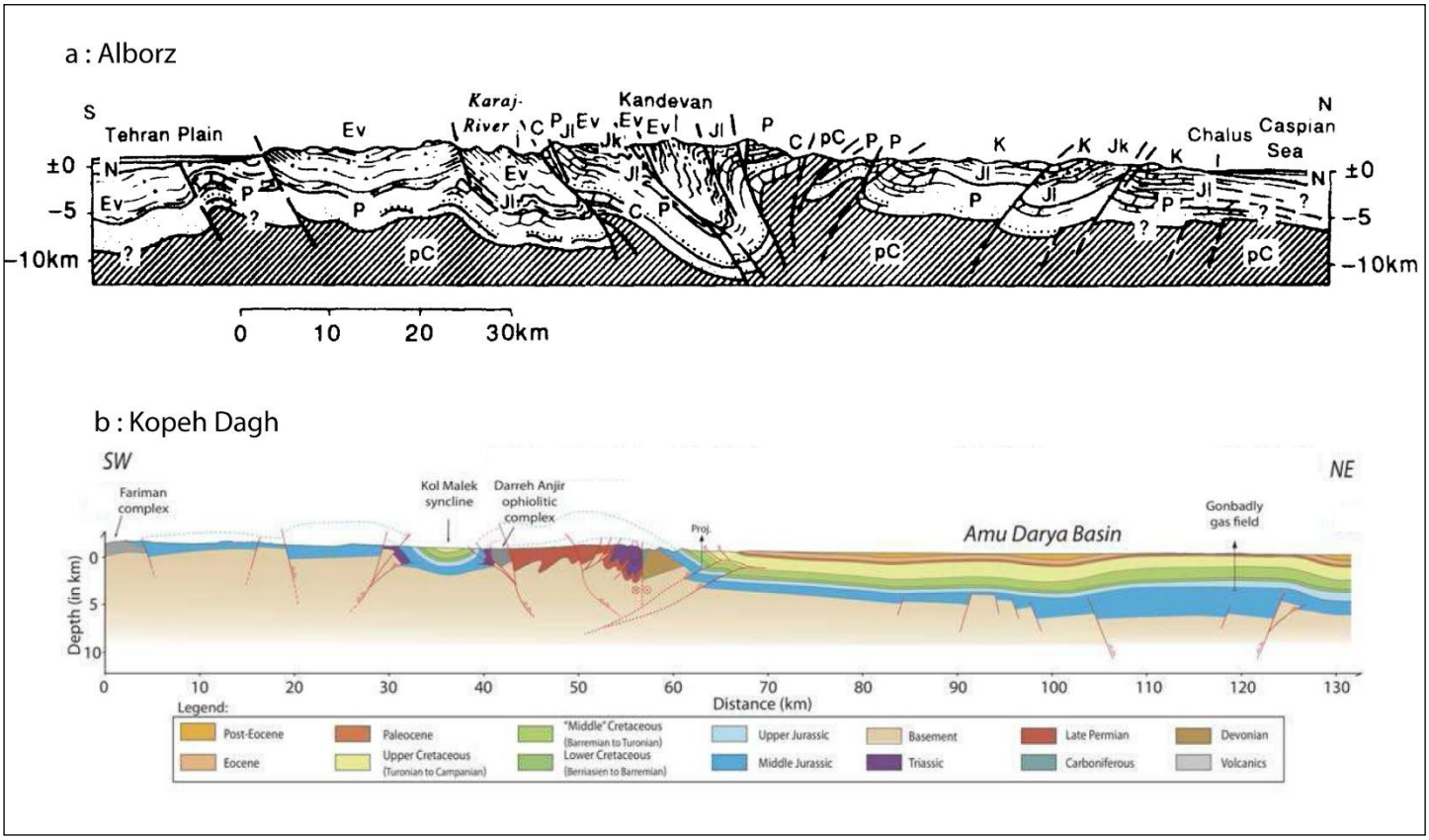


Figure 2.5. Coupes géologiques des chaînes iraniennes du Nord : **a)** Alborz (Stöcklin, 1968) et **b)** Kopeh Dagh (Robert et al., 2014)

2.3.3. L'Iran central : un ensemble de blocs Cimmériens

Compris entre les chaînes de montagnes du Nord et du Sud de l'Iran se trouvent les hauts plateaux iraniens centraux. Ce domaine est constitué d'un ensemble de blocs continentaux rigides d'origine Cimmérienne séparés par de grandes failles décrochantes provenant vraisemblablement d'un héritage ancien. Le bloc de l'Iran Central (CI sur la Figure 2.3) est séparé du Microcontinent Est iranien (CEIM sur la Figure 2.3) par la faille décrochante du Dorouneh-Great Kavir jouant actuellement en senestre. Le CIEM correspond à un ensemble de microblocs : Yazd, Tabas et Lut, séparés par de grands décrochements Nord-Sud jouant actuellement en dextre. Les données paléomagnétiques indiquent que les blocs constituant le CIEM subissent des rotations identiques depuis le Trias supérieur, suggérant un accolement au moins depuis cette période (e.g., Davoudzadeh et al., 1981 ; Soffel and Förster, 1984 ; Soffel et al., 1996 ; Besse et al., 1998).

Bordé par la faille du Doruneh-Great Kavir, un complexe présentant des ophiolites et des métasédiments interprétés comme des marqueurs de l'histoire de la Paléo-Téthys affleure au niveau d'Anarak, Jandaq et Posht-e-Badam. Sa localisation particulière, en dehors de l'alignement général de la suture de la Paléo-Téthys, résulterait d'un décalage majeur accommodé par le jeu décrochant de la faille du Doruneh-Great Kavir (e.g., Bagheri and Stampfli, 2008).

Par ailleurs, un certain nombre d'ophiolites sont présentes au sein de l'Iran central même : les ophiolites 'internes' de Stöcklin (1974 ; Figure 2.3). Elles sont généralement interprétées comme provenant de l'ouverture puis de la fermeture de petits bassins océaniques marginaux d'arrière-arc lié à la subduction de la Néo-Téthys au Sud (Agard et al., 2011). Ces principales ophiolites sont localisées sur la figure 2.6. Elles peuvent être regroupées sur la base de leur position géographique actuelle en quatre ensembles pricipaux : (1) les ophiolites du Nord de l'Iran central (Sabzevar et Torbat-Heydarieh pour les deux plus importantes) ; (2) les ophiolites allant de Nain à Baft en bordure Sud-Ouest du CEIM le long des failles décrochantes (Doruneh-Great Kavir et Nain) ; (3) celles du Nord Makran bordant le Sud du CEIM avec Bad-e-Zeyarat, Remeshk-Mokhtarabad et Fannuj-Maskutan pour les principales, et enfin (4) celles du Sistan limitant à l'Est l'Iran Central qui font l'objet de ce travail de thèse.

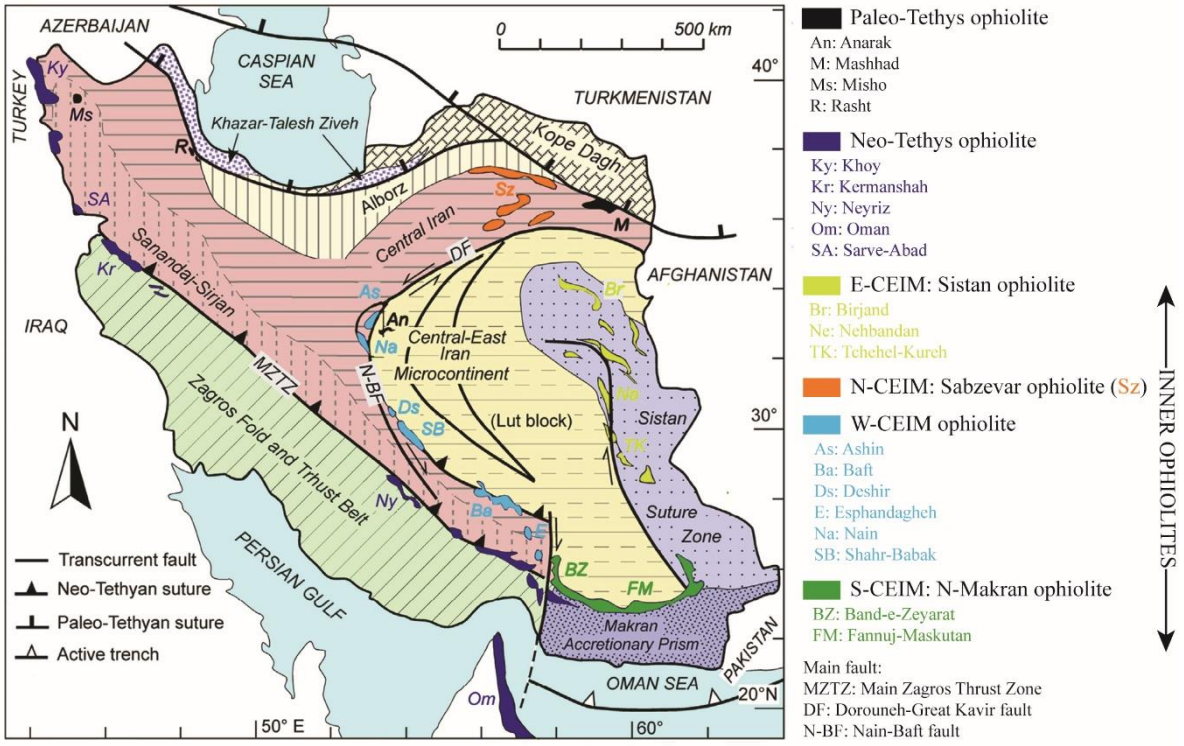


Figure 2.6 : localisation cartographique des principales ophiolites Iraniennes (plus celle d'Oman ; modifié d'après Pirnia et al., 2020)

1. Les ophiolites du Nord de l'Iran Central : Sabzevar, principalement

Ces ophiolites du Nord de l'Iran Central se retrouvent sur une surface d'environ 7 000 km² avec quatre affleurements ophiolitiques principaux : Sabzevar et Forumad, les plus au Nord, et Oryan–Bardaskan au SSW des précédentes; Torbat-e-Heydarieh et enfin la fine écaille ophiolitique la plus au SW de Neyshabour. La structure générale présente une zone externe avec des unités ophiolitiques d'échelle pluri-kilométrique dilacérées par des décrochements récents et une zone interne, surmontant la précédente, caractérisée par un mélange coloré contenant des blocs chaotiques centimétriques à kilométriques de nature variée, pris dans une matrice serpentineuse (e.g. Nasrabady et al., 2011, Omrani et al., 2013 ; Rossetti et al., 2014).

La partie mantellique de ces ophiolites est principalement constituée par des harzburgites et de rares wherlites. La partie crustale présente des gabbros, des dolérites en filon et des laves basaltiques. D'un point de vue géochimique, les roches basiques présentent une grande diversité puisque des signatures de type N-MORB, E-MORB, OIB, IAT et CA y ont été décrites. Cette diversité de signatures magmatiques a été expliquée par une formation en supra-subduction et un faible taux de fusion partielle pour la formation de l'ophiolite qui est surmontée d'un arc magmatique (Khalatbari Jafari et al., 2013; Moghadam et al., 2014; Mazhari et al., 2019).

Sur la base de la présence de sédiments profonds associés à la série ophiolitique, un âge Jurassique inférieur a été proposé pour l'ouverture de ce bassin dont l'océanisation maximale aurait été atteinte durant le Crétacé inférieur (Stöcklin, 1974; Lindenberg and Groler, 1984; Omrani, 2017). Toutefois, les âges radiochronologiques (U-Pb sur zircon ou Ar-Ar sur amphibole) obtenus sur ces ophiolites sont compris entre ca. 107 et 75 Ma (Albien à Campanien, Khalatbari Jafari et al., 2013; Moghadam and Stern, 2015; Mazhari et al., 2019). Un âge Ar-Ar plus récent à ca. 52 Ma (Eocène inférieur) a même été rapporté par Ghazi et al. (2004). Le calcaire à Nummulites d'âge Eocène est discordant sur les nappes ophiolitiques contraignant ainsi l'âge de la fermeture de ce bassin (Omrani et al., 2013, Rossetti et al, 2014).

Par ailleurs, des granulites basiques foliées présentant des traces de fusion partielle et dont le pic métamorphique a été estimé à 780°C 1.1-1.2 GPa, et dont l'âge (U-Pb sur zircon et sphène) est ca 105 Ma (Albien), ont été décrites en base d'ophiolite sous une harzburgite serpentinisée déformée (Rossetti et al., 2010; Nasrabady et al., 2011). Des schistes bleus dont les conditions du pic de métamorphisme ont été estimées à 420-500°C et 1.3-1.55 GPa ont aussi

été décrits dans la partie du mélange coloré située au Nord de l'ophiolite (Omrani et al., 2013). L'âge de ce métamorphisme, estimé par K-Ar sur roche totale et Rb-Sr sur mica blanc, serait compris entre 54 et 51 Ma (Baroz et al., 1984). Enfin un métamorphisme de contact associé à un épisode magmatique a été daté par U-Pb et Ar-Ar entre 54 et 52 Ma (Eocène inférieur, Rossetti et al., 2014).

Cet épisode magmatique correspond à la mise en place d'adakites riches en silice et datées par méthode U-Pb et Ar-Ar à 58 Ma. Ce magmatisme proviendrait d'une fusion partielle d'un panneau plongeant (Rossetti et al., 2014). Moghadam and Stern (2015) décrivent un magmatisme bimodal calco-alcalin et adakitique daté de 45 Ma qu'ils relient à la production magmatique majeure à travers tout l'Iran à l'Eocène due au panneau plongeant de la Néo-Téthys.

Nous retiendrons de ces observations, un âge d'ouverture du bassin de Sabzevar et Torbat-e-Heydarieh plus ancien que les âges radiochronologiques obtenus, soit une ouverture possiblement Jurassique. Les granulites basiques, correspondant à la description d'une semelle métamorphique, plaident en faveur du développement d'une subduction intra-océanique à 105 Ma. Cette subduction aurait permis la mise en place de l'ophiolite de type supra-subduction dont les âges sont globalement compatibles (107-75 Ma). Cette zone de subduction intra-océanique pourrait être à l'origine de l'obduction des nappes ophiolitiques sur l'Iran Central. Toutefois, il paraît difficile d'expliquer l'âge des schistes bleus, identique à celui du métamorphisme de contact associé à des adakites, et cela juste avant la fermeture complète du bassin scellé par le calcaire à Nummulites, sauf si l'on considère cet âge un âge rétrograde lié à l'exhumation de ces roches en lien avec une rupture de la plaque plongeante (à l'origine des adakites) ou à un réchauffement/resetting tardif associé au métamorphisme de contact.

2. Les ophiolites du SW du CEIM : de Nain à Esfandagheh

Les ophiolites bordant la partie SW du CEIM se présentent actuellement comme une succession d'affleurements de l'ordre de la centaine à quelques dizaines de centaines de km² le long des failles décrochantes du Dorouneh-Great Kavir et de celle de Nain-Baft, soit du NW vers le SE : Nain, Ashin, Deshir, Shahr-e-Babak, Balvard, Baft et Esfandagheh. Ces affleurements sont essentiellement constitués par des écailles ophiolitiques de faible dimension plus ou moins métamorphisées (e.g. Moghadam et al., 2009; Pirnia, 2020; Shirdashtzadeh et al., 2020). Le Nord de cette zone est affecté par la mise en place du magmatisme calco-alcalin Eocène correspondant à la partie Sud de l'arc magmatique Urumieh–Dokhtar qui traverse tout l'Iran central (e.g. Omrani et al., 2008).

– Nain-Ashin

Cet ensemble d'environ 600 km² est le plus étudié de cet alignement d'ophiolites. Il présente des roches mantelliques de type harzburgite, lherzolite et dunite, les roches crustales sont des gabbros, des dykes doléritiquess et des basaltes en coussin ou massifs. La géochimie des roches magmatiques permet de classer ces roches parmi les N-MORB, IAT ou CA. Cet ensemble est interprété comme résultant de la déformation d'une ophiolite de supra-subduction (arrière- ou avant-arc, Ghazi et al., 2004, 2012; Moghadam et al., 2009; Moghadam and Stern, 2015; Pirnia, 2020; Shirdashtzadeh et al., 2020). Les âges radiochronologiques obtenus sur les roches de cette ophiolite sont compris entre 103 et 67 Ma (Albien à Maastrichtien, U-Pb sur zircon et Ar-Ar sur amphibole, Ghazi et al., 2004; Moghadam et al., 2009; Moghadam and Stern, 2015) bien qu'un âge plus ancien à 188 Ma (Dogger ; K-Ar sur roche totale) soit signalé dans Sharkovski et al., 1984 (rapport associé à la carte géologique d'Anarak au 250 000 ; reporté dans Ghazi et al., 2004 et Shirdashtzadeh et al., 2015). Les datations biostratigraphiques sur radiolarites donnent des âges en moyenne plus anciens allant du Berriasien au Cénomanien (145-94 Ma; Pirnia, 2020; Shirdashtzadeh et al., 2020). Le calcaire daté du milieu du Paléocène se dépose en discordance sur ces unités, donnant ainsi un âge de fermeture probable de ce bassin (Moghadam et al., 2009). Dans le cadre de son doctorat, Tiphaine Larvet (pers. comm.) décrit en position basale des amphibolites à grenat datées à ca 113 Ma (limite Aptien-Albien U-Pb sur sphène) qui pourraient correspondre à une semelle métamorphique, impliquant l'initiation d'une subduction intra-océanique à cette époque.

– Deshir-Shahr-e-Babak

Cet ensemble d'environ 150 km² est moins étudié et présente des similitudes avec les affleurements de Nain-Ashin. Il présente des roches mantelliques de type harzburgite, lherzolite et pyroxènite ; les roches crustales comprennent également des gabbros, dykes doléritiques et des basaltes en coussin ou massifs. La géochimie des roches magmatiques permettent de classer ces roches parmi les N-MORB, IAT ou CA. Cet ensemble est interprété comme résultant de la déformation d'une ophiolite de supra-subduction (arrière- ou avant-arc, Ghazi et al., 2004; Moghadam et al., 2009, 2010; Moghadam and Stern, 2015). Les âges radiochronologiques obtenus sur les roches de cette ophiolite sont compris entre 101 et 67 Ma (Albien à Maastrichtien, U-Pb sur zircon et Ar-Ar sur amphibole, Ghazi et al., 2004; Moghadam et al., 2009, 2010; Moghadam and Stern, 2015). Le calcaire daté du milieu du Maastrichitien supérieur se dépose en discordance sur ces unités, ce qui contraint l'âge de fermeture de ce bassin (Moghadam et al., 2009, 2010).

– Balvard-Baft-Esphandagheh

Cet ensemble, bien que le plus étendu (environ 3 000 km²), reste le moins étudié. Il présente des similitudes avec les deux précédents : roches mantelliques de type harzburgite, avec des gabbros, dykes doléritiques et des laves basaltiques, andésitiques et rhyolitiques. La géochimie révèle la présence d'E-MORB en plus des N-MORB, IAT et CA décrits dans les précédents ensembles. Cet ensemble est également interprété comme résultant de la déformation d'une ophiolite de supra-subduction (avant ou arrière arc ; Ghazi et al., 2004; Moghadam et al., 2009, 2010; Moghadam and Stern, 2015). Les âges radiochronologiques obtenus sur les roches de cette ophiolite sont compris entre 103 et 72 Ma (Albien à Maastrichtien, U-Pb sur zircon et Ar-Ar sur amphibole, Ghazi et al., 2010; Moghadam et al., 2013, 2009; Moghadam and Stern, 2015). Le calcaire daté du milieu du Maastrichitien supérieur se dépose en discordance sur ces unités, scellant probablement la fermeture du bassin (Moghadam et al., 2009, 2010).

Les massifs de Sohan et Sikhoran constituant l'ophiolite d'Esfandagheh sont deux ensembles voisins comprenant des roches ultrabasiques (harzburgites et dunites recoupés et surmontés par des roches basiques intrusives - gabbros et filons de diabase). Les âges K-Ar sur roches totales et minéraux séparés montrent une histoire polyphasée

complexe : les gabbros sont d'âge Trias moyen à supérieur et sont recoupés par des diabases d'âge Jurassique et Crétacé (Ghasemi et al., 2002).

Plus à l'Est, les ophiolites de Kahnuj, composées d'une séquence plus classique, ont été datées en K-Ar du Jurassique supérieur (Kimméridgien) au Crétacé inférieur (Berriasien) et représenteraient une ouverture océanique arrière-arc de la subduction néo-téthysienne. Ces ophiolites sont recoupées par les roches felsiques d'arc datant du Cénomanien. L'affiliation de ces ophiolites à celles d'Esfandagheh ou à celles du N-Makran n'est pas encore résolue (Kananian et al., 2001).

3. Les ophiolites du N-Makran : de Bad-e-Zeyarat à Fannuj-Maskutan

Il existe deux types d'ophiolite dans le Makran : (1) Les ophiolites du Nord qui nous intéressent plus particulièrement ici et qui correspondraient à des reliques d'un ancien bassin océanique arrière-arc (océan du Fannuj) affleurant sous forme d'unités pluri-kilométriques cohérentes au niveau de Bad-e-Zeyarat et Fanuj-Maskutan, principalement, mais qui pourraient constituer le sous bassement de la dépression du Jaz Murian. (2) Au Sud, des morceaux décamétriques d'ophiolite métamorphisée en partie dans le facies schiste bleu pris dans un mélange coloré constitueraient une relique de matériel Néo-Téthysien. Entre ces deux types d'ophiolite se trouve le bloc continental du Bajgan Durkan au Sud, qui semble se poursuivre plus à l'Est et constituerait le prolongement de la zone de Sanandaj–Sirjan (e.g. McCall, 2002; Burg, 2018; Saccani et al., 2018).

Bien que débattu (cf. ci-après), le magmatisme Jurassique à Crétacé inférieur dans le Bajgan-Durkan montrait le passage d'un magmatisme calco-alcalin d'arc (175-170 Ma, Toarcien à Aalenien, U-Pb sur zircon) avec contamination crustale importante vers un magmatisme alcalin (165-153 Ma, Callovien à Kimméridgien, U-Pb sur zircon) dont la contamination crustale diminue. Cette évolution a été interprétée comme un marqueur de l'amincissement crustal du bloc Bajgan-Durkan lié à l'effet d'un rifting qui aurait permis l'ouverture du bassin océanique du Fannuj à la fin du Jurassique-début du Crétacé inférieur (Hunziker et al., 2015).

Les deux zones où affleure cette ophiolite (Bad-e-Zeyarat et Fanuj-Maskutan) étant assez proches, elles vont être traitées conjointement. Les lithologies dominantes sont la harzburgite pour la partie mantellique et le gabbro, la dolérite en filon et le basalte parfois en

coussin pour la partie crustale. La géochimie de ces roches basiques permet de les classer parmi les N-MORB, voire E-MORB, pour Bad-e-Zeyarat et le Nord de Fanuj-Maskutan alors que le Sud de Fanuj-Maskutan présente des IAT (Ghazi et al., 2004; Hunziker et al., 2015; Sepidbar et al., 2020). Des âges radiochronologiques ont été obtenus entre 145 et 111 Ma pour Bad-e-Zeyarat (Berriasien à Albien U-Pb sur zircon et Ar-Ar sur amphibole, Ghazi et al., 2004; Moghadam and Stern, 2015) alors que des données biostratigraphiques proposent un âge Berriasien voire plus ancien pour Fanuj-Maskutan (McCall, 2002, 1997). Cet ensemble est interprété comme résultant de la déformation d'une ophiolite de supra-subduction (Hunziker et al., 2015; Moslempour et al., 2015; Omrani et al., 2017; Burg, 2018; Sepidbar et al., 2020). Un calcaire d'âge Eocène inférieur se dépose en discordance sur ces unités (McCall, 1997, 2002; Burg, 2018).

Le dernier ensemble d'ophiolites internes d'Iran se trouve au niveau de la chaîne du Sistan, chaîne relativement méconnue faisant l'objet de ce travail de doctorat.

2.3. Le Sistan : état des connaissances sur ce bassin marginal méconnu

Dans l'orientation essentiellement Est-Ouest de la suture de la Néo-Téthys, la chaîne du Sistan est atypique puisqu'elle s'étire sur presque 700 km en Nord-Sud. Elle résulte de la fermeture d'un petit bassin océanique, diverticule de la Néo-Téthys, parfois appelé l'océan du Sistan, qui s'ouvre entre le bloc du Lut (partie orientale du CEIM) et le bloc Afghan (Figure 2.7). L'objectif de cette thèse est de préciser la structure de la partie Nord (rectangle noir de la Figure 2.7) de cette chaîne et d'en proposer un modèle géodynamique de mise en place.

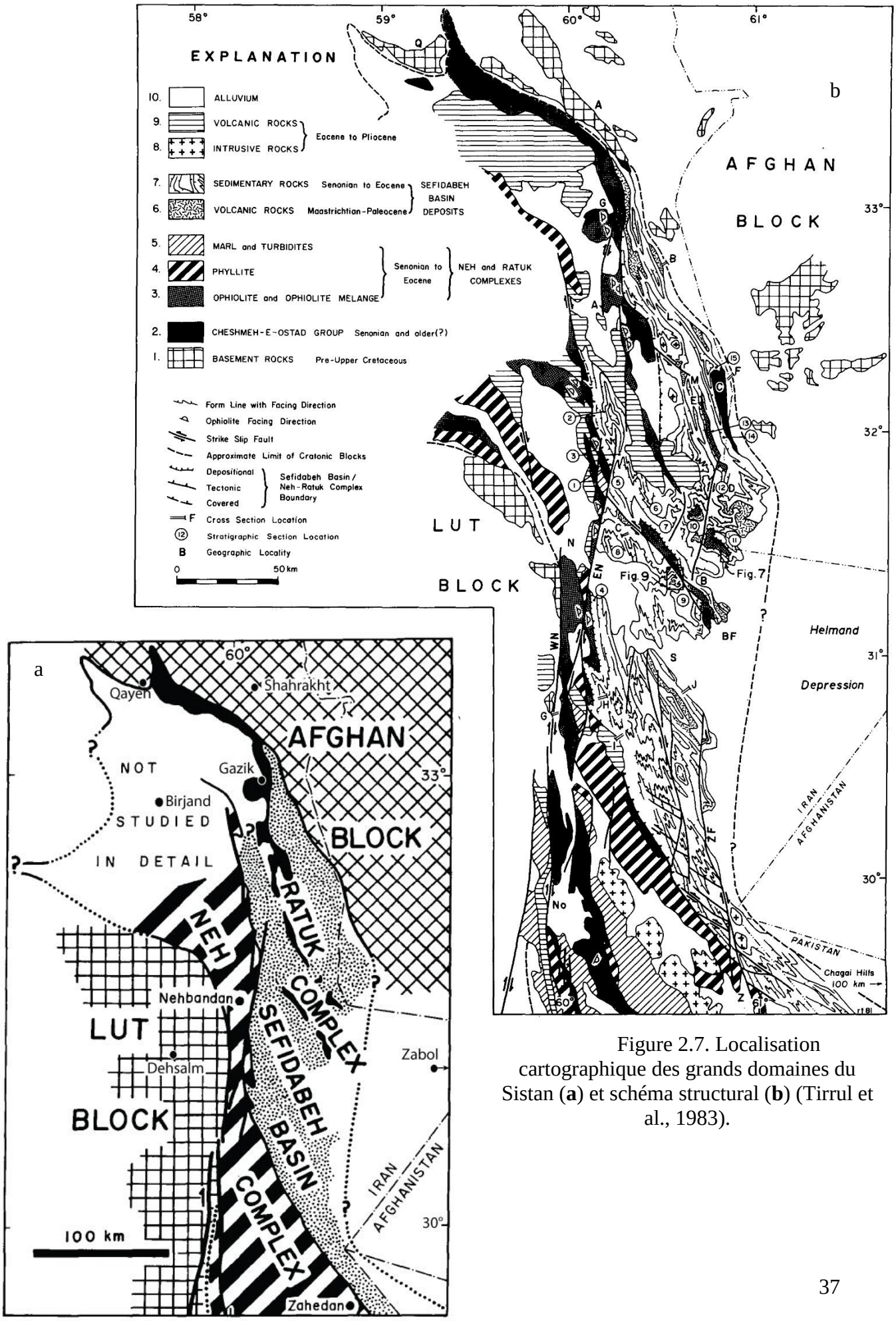


Figure 2.7. Localisation cartographique des grands domaines du Sistan (**a**) et schéma structural (**b**) (Tirrul et al., 1983).

2.3.1. Les jalons structuraux et définition des grandes unités du Sistan

Le Geological Survey of Iran (GSI), en partenariat avec le BRGM et des géologues indépendants, a effectué une grande campagne de cartographie en 1969 et de datation biostratigraphique des roches sédimentaires du Sistan en 1977 et 1978 aboutissant à l'élaboration des cartes géologiques au 250 000ème de la région : Qayen (NW), Shahrakht (NE), Birjand (W), Gazik (E), Dehsalm (SW) et Zabol (SE) associées à des notices détaillées pour Qayen, Shahrakht et Gazik. Les observations (15 logs sédimentaires) et conclusions principales ont été publiées dans l'article de Tirrul et al. (1983) qui définit cinq grands domaines dans cette chaîne (Figure 2.7) :

– Les blocs continentaux du Lut (1) et Afghan (2) présentent des similitudes : un socle Néo-Protérozoïque à Paléozoïque métamorphisé ; des séries sédimentaires Mésozoïques intrudées par de nombreux plutons principalement d'âge Jurassique ; une barre de calcaire à Orbitoline Barrémo-Aptienne et une très faible déformation associée à la formation de la chaîne du Sistan.

– Le complexe de Neh (3) définit comme un ensemble d'ophiolite et de mélange ophiolitique sur lequel se déposent des flyschs d'âge Sénonien (cf. log synthétique en Figure 2.7.a). La suite de la série est composée de turbidites finement stratifiées et de faible granulométrie d'âge Paléocène, d'un Eocène généralement conglomératique, d'un Oligocène conglomératique peu représenté et difficilement distinguable de l'Eocène, et enfin, d'un Néogène constitué de conglomérats continentaux présentant de nombreux paléo-chenaux. L'épaisseur de la série sédimentaire est estimée à environ 4 km et présente des discordances entre ses principaux dépôts. L'ensemble est décrit comme étant faiblement métamorphisé.

– Le complexe de Ratuk (4), par opposition, est un mélange ophiolitique métamorphisé dans des conditions HP-BT. Il s'y dépose en discordance un conglomérat puis une série de type flysch d'âge Maastrichtien.

– Le bassin de Sefidabeh (5) qui constitue un bassin sédimentaire d'épaisseur maximale estimée à 8 km environ comprend à sa base des flyschs d'âge Sénonien (cf. log synthétique en figure 2.8.b) sur lesquels se déposent en discordance plus ou moins

marquée selon les endroits une barre carbonatée récifale Paléocène présentant de fortes variations spatiales d'épaisseur (de 600 m à quelques mètres). Le reste des dépôts paléocènes sont des séries de type flysch. L'Eocène est constitué de dépôts conglomératiques rouges et continentaux également appelés Red Beds. L'Oligocène principalement conglomératique est, dans la partie Nord de la chaîne, peu représenté. Le Néogène est ici essentiellement constitué de conglomérats continentaux Plio-Quaternaires. La série sédimentaire présente des discordances entre ses principaux dépôts. Ce bassin a été interprété, de par sa position et son remplissage, comme un bassin d'avant-arc.

Ces trois dernières unités sont regroupées sous l'appellation de zone de suture du Sistan.

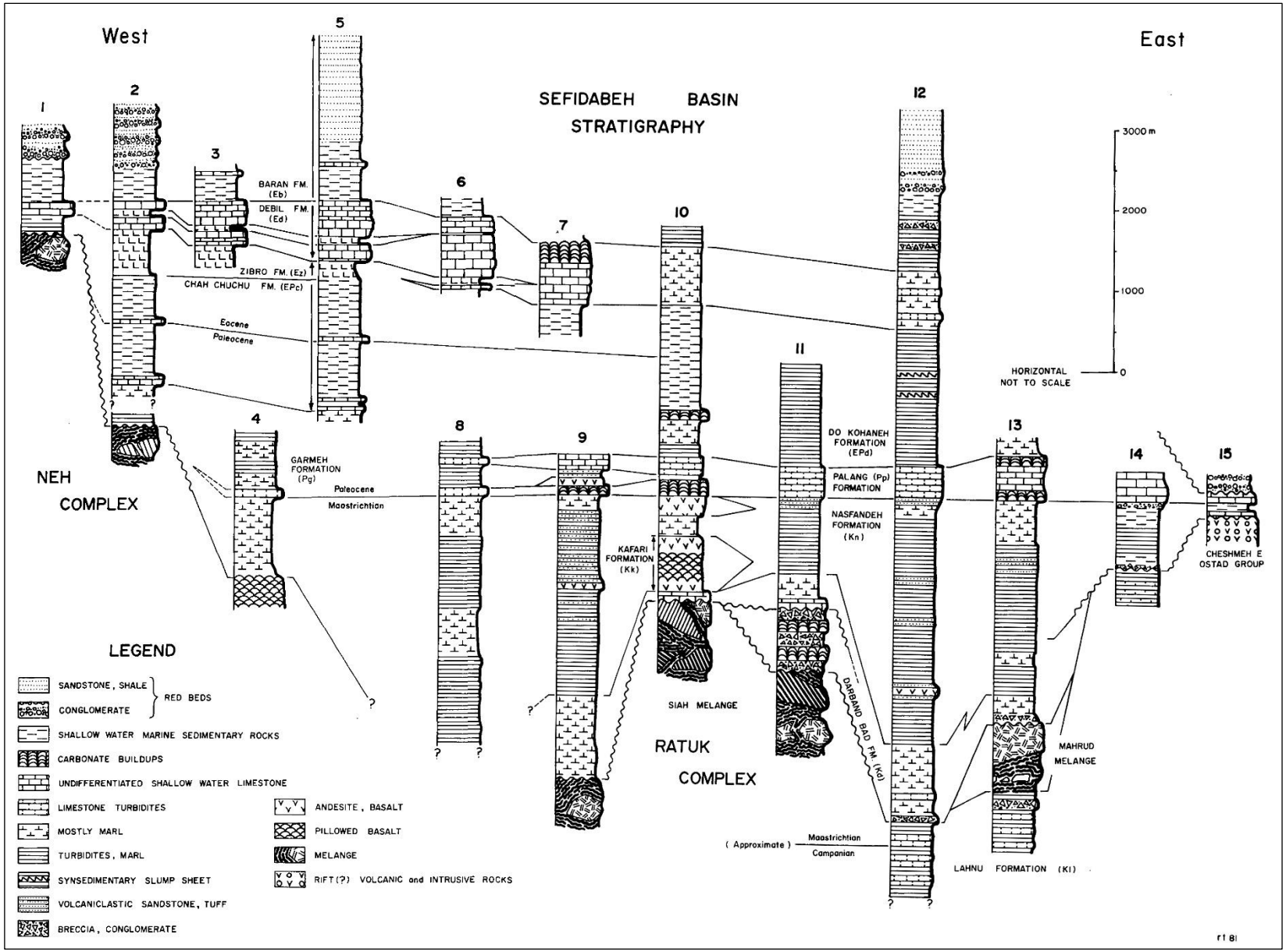


Figure 2.8. Logs sédimentaires localisés sur la figure 2.7b (Tirrul et al., 1983)

2.3.2. Les évènements géologiques récents du Sistan

1. Cinématique actuelle et déformation récente

D'après Walker and Jackson (2004), la cinématique actuelle mesurée par GPS et la cinématique instantanée indiquent un mouvement relatif du bloc du Lut par rapport à l'Eurasie orienté entre N010 et N020 pour des vitesses entre 25,3 à 38,5 mm/an (Figure 2.9). Des données GPS plus récentes montrent que ce mouvement serait plutôt de l'ordre de 6 à 8 mm/an, une partie significative de la convergence entre l'Arabie et l'Eurasie étant absorbée au niveau de la zone de subuduction du Makran (Masson et al., 2007; Walpersdorf et al., 2014; Frohling and Szeliga, 2016).

Ce mouvement relatif est compatible avec les mécanismes au foyer déterminés pour les séismes instrumentaux peu profonds (moins de 35 km ; Figure 2.9). Ces mécanismes au foyer sont de deux types : soit inverses sur des chevauchements d'orientation Nord Ouest-Sud Est (failles de Birjand ou de Sefidabeh par exemple) soit, plus fréquemment, décrochants dextres le long des grandes failles décrochantes d'orientation globalement Nord-Sud (faille de Neh Est, de Neh Ouest ou de Zahedan pour les principales) ou sénestres le long de décrochements conjugués plus petits que les précédents (e.g., faille de Dasht-e-Bayaz). Une phase de plissement récente d'axe Nord-Ouest-Sud Est affectant les terrains jusqu'au Plio-Quaternaire est compatible et probablement synchrone du jeu des failles décrites ci-dessus (Camp and Griffis, 1982 ; Tirrul et al., 1983).

Le déplacement le long de ces grands décrochements dextres a été estimé, en se basant sur le décalage d'affleurements tels les rides ophiolitiques et par le changement des morphologies des vallées, entre 13 et 20 km le long de la faille de Zahedan, 50 à 65 km le long de la faille de Neh Est et 10 km le long de la faille de Neh Ouest qui sont les failles majeures de la zone (Figure 2.9). Le décalage des terrasses alluviales récentes montre que la majorité de ce déplacement doit être Plio-Quaternaire (Walker and Jackson, 2004 ; Walker and Khatib, 2006).

L'activation de ces décrochements potentiellement antérieurs au Pliocène, soit Miocène moyen à supérieur, permettrait l'accommodation de la rotation antihoraire de 35° environ indiquée par les données paléomagnétiques pour le CEIM (bloc du Lut compris) depuis environ 10 Ma (Mattei et al., 2015).

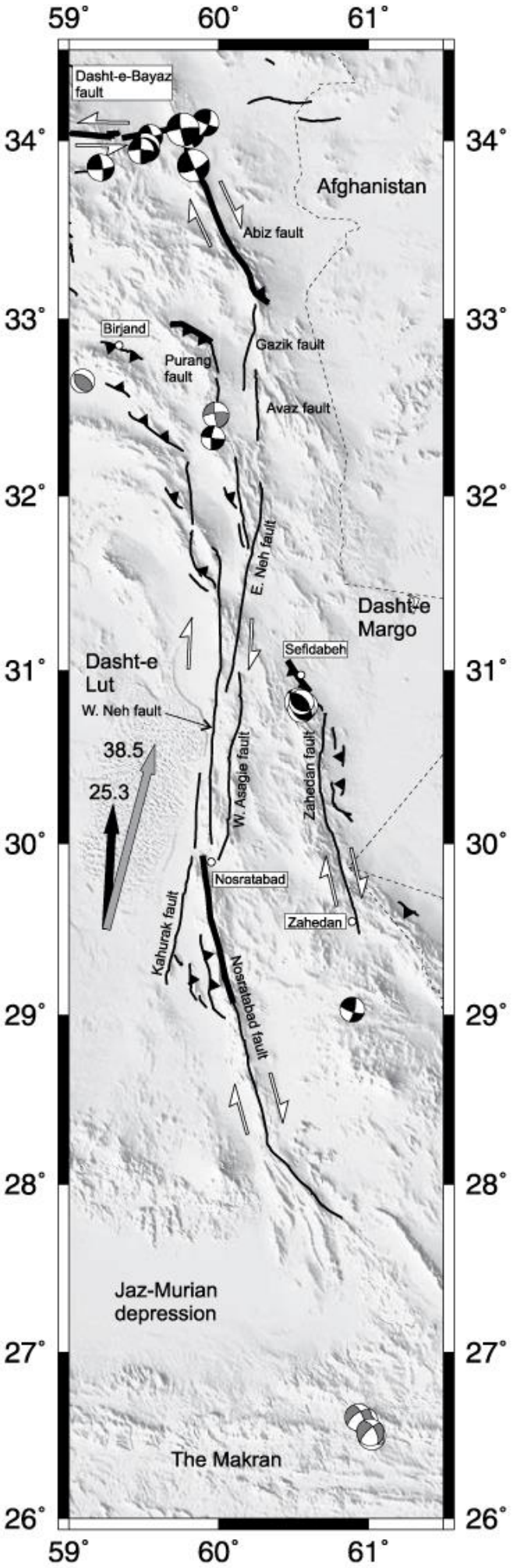


Figure 2.9. Comparaison des cinématiques obtenues par données GPS avec Eurasie fixe (flèche noire ; d'après Sella et al., 2002) et par cinématique instantanée basée sur l'inversions magnétique 2A (flèche grise ; Jackson et al., 1995) et localisation des principales failles du Sistan et des mécanismes au foyer obtenus pour des séismes peu profonds (moins de 35 km) du catalogue CMT d'Harward (centroid moment tensor en gris) ou provenant d'autres bases de données (non précisées ; en noir) (Walker and Jackson, 2004)

2. Un volcanisme alcalin récent

Des roches volcaniques se présentant généralement en coulées prismées peu déformées affleurent principalement le long des grands décrochements Nord-Sud. Ces roches sont peu différenciées et alcalines ; l'analyse de leurs éléments majeurs en fait des basaltes, trachy-basaltes (hawaïte à mugéarite), trachy-andésites principalement, bien que quelques basanites et basalte andésitiques soient présents (Figure 2.10.a, Pang et al. ; 2012). Le volume de laves émis est faible.

L'analyse de leurs éléments traces, avec un enrichissement en éléments légers et un appauvrissement relatif en éléments lourds, les rapproche des basaltes des îles océaniques (OIB ; Figure 2.10.b). Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ainsi que certains rapports d'éléments trace (Figure 2.10.c) suggèrent que la contamination crustale n'est pas significative. Les rapports élémentaires mesurés Sm/Yb et La/Sm ont pu être reproduits en modélisant une fusion partielle non modale d'une péridotite à grenat ayant soit une composition chimique de manteau primitif et un taux de fusion de 1 à 5% soit une composition chimique théorique enrichie en éléments trace avec une fusion de 3 à 10% (Pang et al., 2012a). Les auteurs de cette étude favorisent l'hypothèse d'une source asthénosphérique enrichie (très faiblement et probablement lors de la phase de subduction) qui aurait subi un faible taux de fusion suite à une décompression de l'asthénosphère induite par une délamination lithosphérique post-collisionnelle.

En 2012, Pang et al. ont daté quatre de ces laves par méthode Ar-Ar sur roche totale entre 14.3 ± 0.2 et 4.5 ±0.7 Ma (Miocène moyen à supérieur). Toutefois, des datations antérieures faites en 1982 (Camp and Griffis) par méthode K-Ar, soit sur roche totale soit sur des séparations de biotites, donnent deux populations d'âge pour ces laves alcalines : une récente autour de 10 Ma (Miocène) compatible avec les datations de Pang et al. (2012) et une plus ancienne entre 33 et 31 Ma, soit Oligocène. Or à 33 Ma des roches magmatiques calco-alcalines se mettent aussi en place (cf. suite). Il semblerait donc qu'il y ait un changement progressif d'un magmatisme bimodal calco-alcalin et alcalin à l'Oligocène vers un magmatisme purement alcalin au Miocène moyen.

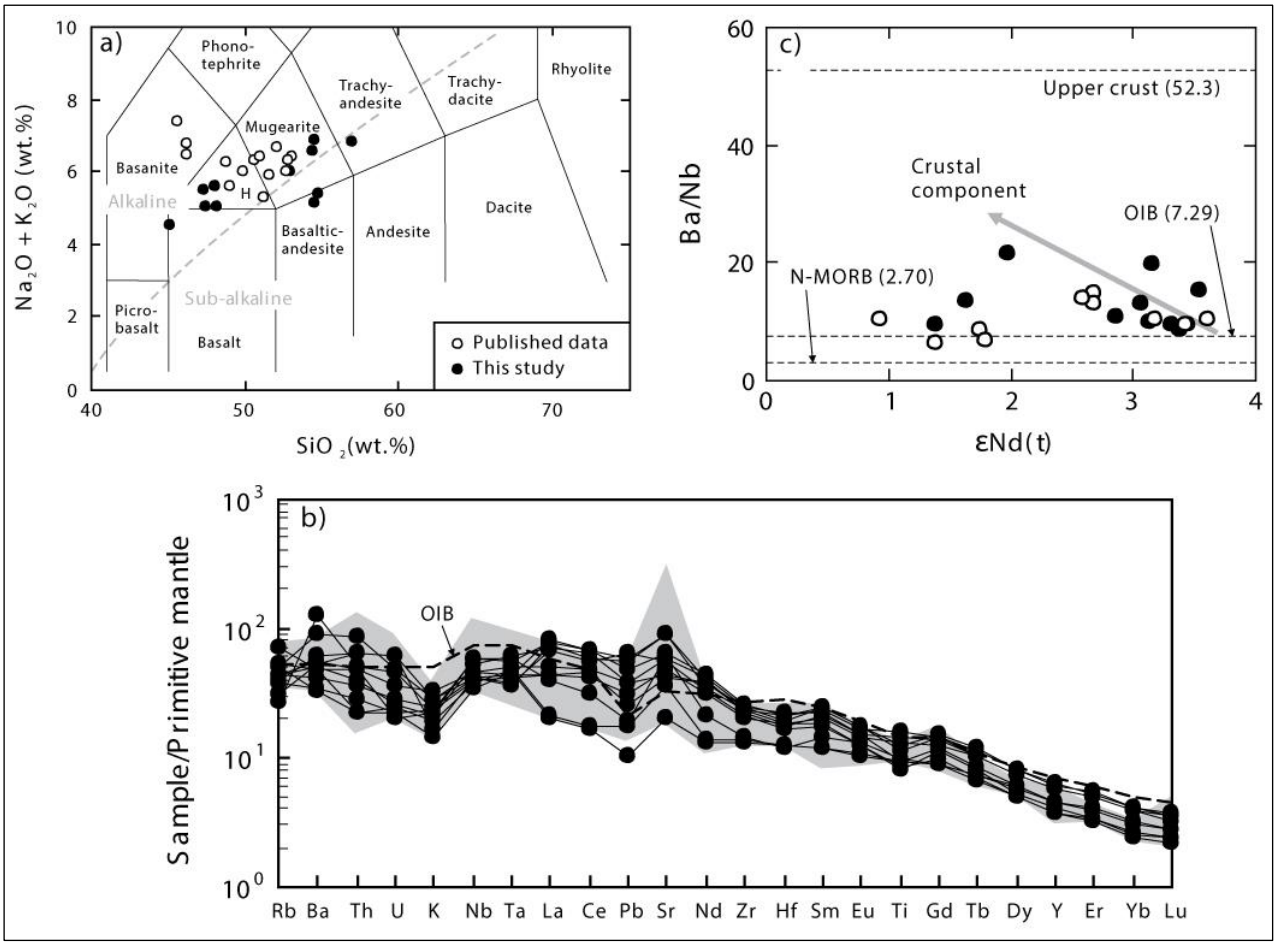


Figure 2.10. Caractérisation géochimique des laves alcalines récentes (Pang et al., 2012). **a)** TAS (Total Alcalin Silice) ; **b)** Spectres des éléments traces des échantillons étudiés normalisés au manteau primitif et comparés aux valeurs des OIB ; **c)** Diagramme Ba/Nd vs. ε Nd (t) montrant que la contamination par la croûte continentale est négligeable.

2.3.3. Les contraintes existantes sur la phase de collision du Sistan

1. Des données géophysiques partielles

– Estimation de l'épaisseur crustale

Aucune donnée de sismique n'est disponible pour imager l'organisation en profondeur du Sistan. Toutefois, des études données gravimétriques à l'échelle de l'Iran montrent une anomalie de Bouguer négative entre -50 et -100 mgal au niveau du Nord Sistan, valeur plus négative que celles des zones avoisinantes comprises entre 0 et -50 mgal (Mousavi, 2017). L'inversion des données gravimétriques donne une estimation de la profondeur du Moho avec des valeurs comprises entre 40 et 45 km au niveau du CEIM et supérieures à 52 km au niveau du Nord-Sistan (Mousavi and Ebbing, 2018 ; Eshagh et al., 2019). Cet épaississement crustal est confirmé par l'inversion de données magnétiques qui permettent d'estimer la profondeur de l'isotherme de Curie à 580°C, soit un Moho à plus de 50 km sous le Nord-Sistan (Mousavi and Ebbing, 2018). Il existe donc un épaississement crustal au niveau du Nord-Sistan qui pourrait être dû à la collision entre le bloc du Lut et le bloc Afghan formant les 'East Iranien ranges' (Eshagh et al., 2019 ; Mousavi and Ebbing, 2018).

– Estimation de l'épaisseur lithosphérique

Mousavi et Ebbing (2018) estiment que les profondeurs du point de Curie déduites au niveau du CEIM, en plus de marquer la profondeur du Moho, fournissent des informations sur la limite lithosphère-asthénosphère et plaident pour un amincissement lithosphérique associé à une remontée asthénosphérique. Cette remontée asthénosphérique supposée est en accord avec des flux de chaleur forts, supérieurs à 100 $mW.m^{-2}$ pour le Nord Sistan (Davies, 2013 ; Lucazeau, 2019) ou avec la présence du magmatisme récent.

2. Les apports des observations sédimentologiques et tectoniques

– Les observations sédimentologiques

Alors que la sédimentation du Crétacé supérieur et d'une partie du Paléocène est constituée par des séquences de type flysch, les dépôts éocènes (Figures 2.8) montrent une augmentation nette du détritisme avec la mise en place, surtout dans la partie orientale de la chaîne, de conglomérats continentaux grossiers de type « red beds »

(Figure 2.8.b ; Tirrul et al., 1983). Ce changement pourrait marquer d'un point de vue sédimentologique la transition entre subduction et collision.

– Les observations tectoniques

Il existe des discordances majeures au sein de ces dépôts sédimentaires, signalant des phases tectoniques. Dans le bassin de Sefidabeh, trois phases majeures de déformation ont pu être mises en évidence (Camp and Griffis, 1982) : (1) une première phase de plissement soulignée par des axes E-W ; (2) une seconde phase, la plus marquée, replisse les structures par des plis d'axe NNW-SSE. Ces deux premières phases affectent les terrains jusqu'à ceux de l'Eocène alors que les dépôts Oligocène seraient moins déformés (Tirrul et al., 1983; Bagheri and Damani Gol, 2020). Le sommet de l'Eocène constitue donc une discordance majeure (Freund, 1970). Ces études tectoniques plaident pour une augmentation de la déformation durant l'Eocène qui serait associée au début de la collision. Le manque de datations biostratigraphiques, difficiles dans ces dépôts continentaux, ne permet pas de préciser davantage l'âge auquel débuterait la collision. (3) La dernière phase de déformation est marquée par des plis d'axes NW-SE affectant les dépôts jusqu'au Plio-Quaternaire (voir ci-dessus).

3. Les apports controversés des données magmatiques

La majeure partie du magmatisme du Sistan, principalement visible au sein du complexe de Neh et du bloc du Lut, est d'âge Eocène moyen à Oligocène, entre 44,4 ± 0.6 et 14,9 ± 1 Ma. Ces âges ont été obtenus par différentes méthodes K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr sur roche totale ou U-Pb sur zircon (Camp and Griffis, 1982 ; Jung et al., 1983 ; Arjmandzadeh et al., 2011 ; Karimpour et al., 2011 ; Abdi and Karimpour, 2013 ; Pang et al., 2013 ; Arjmandzadeh and Santos, 2014 ; Mohammadi et al., 2016). Seule une datation par U-Pb sur zircon donne un âge plus ancien à 58.6 ± 2.1 Ma, soit Paléocène (Delavari et al., 2014).

Ce magmatisme est principalement constitué par des roches volcaniques, basaltes, andésites, dacites et rhyolite, associées à de rares roches sub-volcaniques à plutoniques de type granodiorite. Les spectres des éléments trace de ces roches (Figure 2.10.a et b) montrent des anomalies négatives en HFSE (High Field Strength Elements tels Nb, Ta, ou le Ti), positives en LILE (Large Ion Lithophile Element tel le Th, U, Pb ou le K) et un rapport LREE/HREE (= Light Rare Earth Elements / Heavy Rare Earth Elements) relativement élevé. Les rapports

isotopiques en Sr et Nd de ces roches (Figure 2.11.c) montrent des valeurs en εNd jusqu'a -5 et un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ jusqu'à 0,708. Ces indications géochimiques suggèrent que la source de ce magmatisme est probablement un manteau fortement métasomatisé par des fluides issus de la déshydratation d'un panneau plongeant associé à une composante crustale significative (Arjmandzadeh et al., 2011 ; Pang et al., 2013 ; Arjmandzadeh and Santos, 2014 ; Mohammadi et al., 2016).

L'interprétation du magmatisme varie suivant les auteurs. Ainsi Arjmandzadeh et al. (2011) relient ce magmatisme à la phase de subduction (cf. ci-dessous). Pang et al. (2013) l'interprètent comme un magmatisme post-collisionnel en lien avec la délamination de la racine lithosphérique. Mohammadi et al. (2016) proposent de distinguer d'une part le magmatisme Eocène, dont l'origine serait l'initiation de la délamination lithosphérique - associée à une fusion partielle de flysch due aux injections magmatiques d'origine mantellique, et d'autre part le magmatisme Oligocène présentant moins de contamination crustale et qui marquerait la phase de délamination lithosphérique majeure. Camp et Griffis (1982) avaient déjà noté un changement entre un magmatisme franchement calco-alcalin à l'Eocène et un magmatisme Oligocène transitionnel entre calco-alcalin et alcalin préfigurant le magmatisme alcalin Miocène. Enfin, dans son étude du magmatisme Tertiaire du bloc du Lut, Saadat et Stern (2016) montrent que la signature calco-alcaline du magmatisme principalment Eocène augmente vers le Sud-Ouest. Ces auteurs proposent de relier cette signature à l'apport de fluides issus de la subduction de la Néo-Téthys plus au Sud.

Par ailleurs, des granodiorites présentant des caractéristiques de magma adakitique comme une teneur élevée en LREE et un fort rapport Sr/Y ont été datés entre 86 et 71 Ma (Zarrinkoub et al., 2012b). Le modèle de mise en place de ces roches reste toutefois incertain puisque les mêmes auteurs les interprètent tantôt comme des témoins de la subduction précoce de la lithosphère océanique (Zarrinkoub et al., 2012b), et tantôt comme des marqueurs de la collision (Pang et al., 2013 ; Zarrinkoub et al., 2012a).

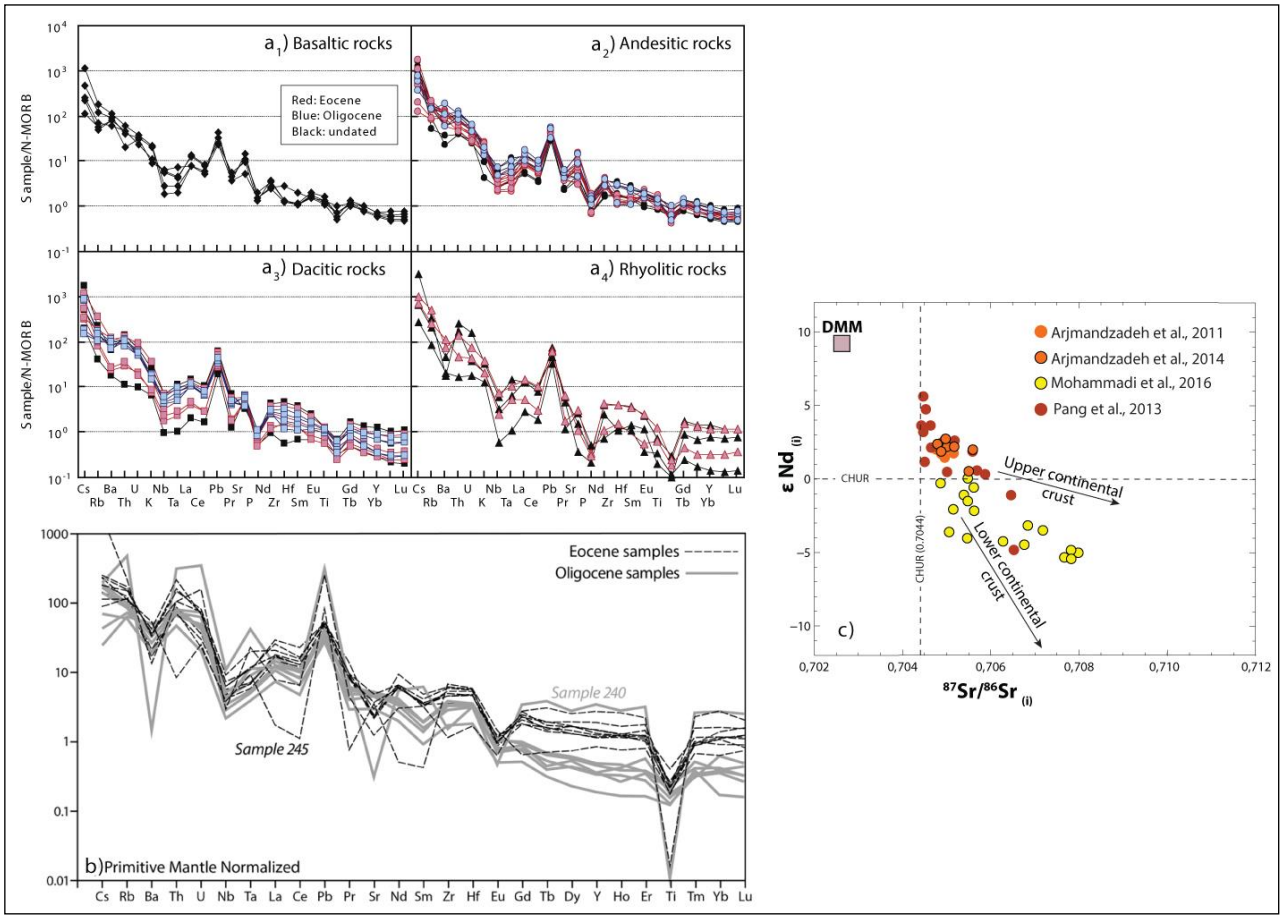


Figure 2.11. Caractérisation géochimique du magmatisme Eo-Oligocène. **a)** Spectres des éléments traces normalisés aux N-MORB (Pang et al., 2013) ; **b)** Spectres des éléments traces normalisés au manteau primitif (Mohammadi et al., 2016) ; **c)** Diagramme ε Nd (t) vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ des études géochimiques précédentes.

4. Les modèles géodynamiques de la collision dans le Sistan

La diversité des données géologiques a conduit à la proposition de plusieurs modèles de collision pour le Sistan. Ces principaux modèles (Figure 2.11) varient sur les arguments utilisés et essentiellement sur l'âge supposé de la collision.

Tirrul et al. (1983) se basant sur les phases de déformations datées de l'Eocène et sur le changement du type de sédimentation, proposent que la collision débute à l'Eocène. Les sédiments oligocènes (Figure 2.11.a) étant discordants sur les dépôts éocènes et plus faiblement déformés, la collision aurait lieu principalement à la fin de l'Eocène.

La présence d'adakites datées entre 86 et 71 Ma est pour Zarrikoub et al. (2012b) et Pang et al. (2013) un argument en faveur d'une collision qui débuterait au Crétacé supérieur. La mise en place du magmatisme calco-alcalin interprété comme post-collisionnel indiquerait que la collision est terminée à l'Eocène (Figure 2.12.b).

Comme mentionné plus haut, Mohammadi et al. (2016) séparent deux phases dans le magmatisme Cénozoïque du Sud-Sistan : (1) Une phase Eocène associée au début de la délamination lithosphérique avec une forte influence crustale, ce qui impliquerait que la collision ait lieu durant le Paléocène et (2) une phase Oligocène associée à la poursuite de la délamination (avec une influence crustale moins marquée ; Figure 2.12.c).

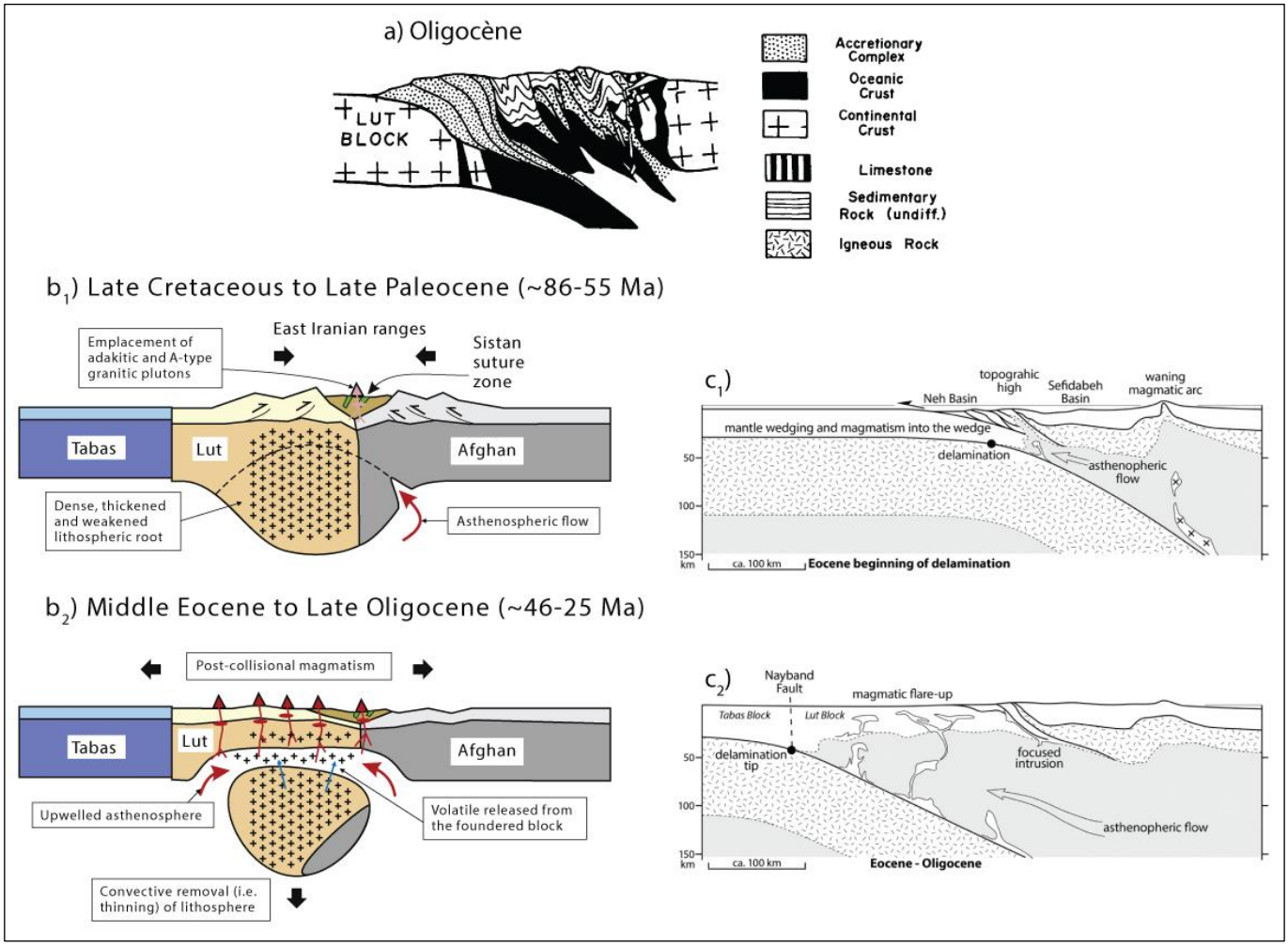


Figure 2.12. Les différents modèles de collision proposés pour la zone du Sistan. **a)** d'après Tirrul et al. (1983) ; **b)** d'après Pang et al. (2013) ; **c)** d'après Mohammadi et al. (2016).

2.3.4. Les contraintes existantes sur la phase de subduction du Sistan

1. Des apports sédimentologiques incertains

Les premières campagnes de cartographie de la zone ont décrit d'important dépôts de flyschs à la base du bassin de Sefidabeh et dans le complexe de Neh, dont les plus anciens sont datés par biostratigraphie du Sénonien (Coniacien au Maastrichtien ; ~90 à 65 Ma ; Figure 2.8). Ces dépôts sont caractéristiques d'une sédimentation profonde dans un bassin présentant une forte subsidence (Tirrul et al., 1983; Maurizot et al., 1990a, 1990b; Bayet-Goll et al., 2016). Ces dépôts sont probablement associés à la mise en place d'un bassin flexural mais leur âge demeure mal contraint.

Au niveau du bassin de Sefidabeh, le Paléocène récifal est surmonté d'une série de type flysch qui se poursuit jusque dans la base de l'éocène, au moins localement. Au niveau du complexe de Neh, tout le Paléocène est constitué de dépôts de type flysch, plus fins que ceux du Sénonien. Cette sédimentation se retrouve au Sud-Est de ce domaine jusque dans l'Eocène (Figure 2.8).

2. Les apports de l'étude P-T-t des unités de HP-BT

Depuis les premières campagnes de cartographie, le complexe de Ratuk est connu pour présenter des reliques de métamorphisme HP-BT.

– Estimation des conditions P-T et structure du complexe de Ratuk

En 2005, Fotoohi-Rad et al. publient les premières descriptions des roches HP-BT du complexe de Ratuk ainsi que leurs chemins P-T au niveau de Sulabest, de Gazik et de Gurchang. Deux types de boudins, des métabasites ou des métacherts, sont décrits dans une matrice serpentineuse.

Les métabasites présentent des assemblages caractéristiques des faciès éclogite, schiste bleu, amphibolite et schiste vert. Les éclogites sont constituées par deux types d'assemblages minéralogiques : grenat, omphacite, glaucophane magnésien, phengite, aragonite, quartz et rutile ou grenat, omphacite, zoïsite, phengite, quartz et rutile. La paragenèse classique des schistes bleus est grenat, glaucophane, zoïsite, épidote paragonite et quartz. Elle se retrouve en rétromorphose des paragensèes éclogitiques ou comme paragenèse de pic de pression suivant les blocs de métabasites étudiés. La

paragenèse amphibolitique est ici constituée par de la barroisite, de l'épidote, de l'albite, associés ou non à biotite, chlorite, quartz ou sphène. Cette paragenèse amphibolitique est systématiquement postérieure aux paragenèses schiste bleu ou éclogite, et les remplace parfois totalement. Des traces de rétromorphose en faciès schiste vert sont attestées par la présence d'une paragenèse à actinote, albite et chlorite. Les pseudomorphoses de lawsonite dans les grenats constituent les seules traces du trajet prograde.

Les métacherts montrent un assemblage minéralogique dominant à grenat, aegerine-augite, magnésio-riebckite, barroisite, épidote, stilpnomélane, phengite, sphène, calcite, quartz et albite. La chimie des minéraux à l'équilibre des métabasites a été utilisée via une approche multi-équilibre en « average P-T » sur Thermocalc pour déterminer leurs conditions P-T. Les résultats montrent une diversité dans la valeur du pic de métamorphisme entre 1.9 et 2.3 GPa soit entre 60 et 80 km d'enfouissement pour des températures allant de 500 à 700°C. Le chemin d'exhumation des blocs obtenu est un chemin horaire avec une décompression isotherme marquée (Figure 2.13). Le gradient métamorphique calculé est de 6.6 à 9.5°C/km. Ces résultats attestent d'une subduction de matériel océanique, exhumé en un « mélange » de blocs se détachant de profondeurs variées (Fotoohi-Rad et al., 2005).

Angiboust et al. (2013) ont raffiné la structure et les conditions métamorphiques du complexe de Ratuk au niveau de Sulabest (Figure 2.13). Cette étude a permis de montrer qu'au niveau de Sulabest, le complexe de Ratuk présente une organisation en trois sous-unités séparées par des sauts dans les conditions métamorphiques.

L'unité sommitale décrite uniquement à l'Ouest ne présente pas de trace d'un métamorphisme de HP-BT et ses blocs ne présentent pas de déformation intense. Elle est constituée par de nombreux blocs de radiolarites, des blocs mafiques et d'une matrice de péridotite serpentinisée à 90%. Le minéral serpentineux principal déterminé par spectroscopie Raman est de la lizardite, témoignant que la serpentinisation s'est effectuée à moins de 350°C. La géochimie des serpentinites et plus particulièrement leur spectre en éléments traces appauvri en LEE, plaide en faveur d'une origine océanique. Ces serpentinites pourraient correspondre à des roches résiduelles issues de l'extraction d'un magma de composition de type N-MORB avec un taux de fusion entre 10 et 20%. Le contact avec l'unité suivante est marqué par une diminution de la quantité de radiolarites et une augmentation de la déformation visible.

L’unité suivante, dite supérieure, présente un fort aplatissement et une direction d’étirement moyenne à N160°. Elle est composée de blocs de métachert à amphibole bleue, de métabasites à amphibole et de blocs de métatuff dans une matrice serpentineuse. Ici le minéral serpentineux déterminé par spectroscopie Raman est de l’antigorite qui se forme à des températures de plus de 350-400°C. La thermométrie Raman sur matière organique sur quatre échantillons donne des températures maximales pour cette unité de 459 à 490°C. Ces valeurs sont en accord avec les conditions P-T estimées par multi-équilibre en « average P-T » sur Thermocalc et en comparant les paragenèses observées et la chimie des minéraux à celles prédites par modélisation thermodynamique (pseudosection) à 450-530°C pour 0.5 à 0.8 GPa. Cette unité est donc largement rééquilibrée dans le faciès schiste vert. Toutefois la présence d’amphibole bleue et de relique de lawsonite laissent supposer un chemin prograde passant par le faciès schiste bleu (~400°C pour 1.2 GPa).

L’unité éclogitique apparaît en fenêtre à la base de cet empilement. La zone de contact avec l'unité supérieure est marquée par une zone de cisaillement ductile de 4 à 10 mètres d’épaisseur. L’unité inférieure éclogitique présente des blocs de métabasites éclogitisées (paragenèse à grenat, omphacite, phengite, rutile, quartz et parfois épidote ou relique de lawsonite), des métabasites éclogitisées rétromorphosées dans le faciès amphibolitique (paragenèse à hornblende, épidote albite, biotite et sphène), et des blocs de métachert dans une matrice serpentineuse. Cette unité ne présente pas de métatuff. Les conditions P-T du pic de pression ont elles aussi été estimées par multi-équilibre en « average P-T » sur Thermocalc et en comparant les paragenèses observées et la chimie des minéraux à celles prédites par modélisation thermodynamique (pseudosection). Les résultats obtenus montrent des variations importantes des valeurs du pic de pression pour des conditions comprises entre 530 et 650°C et 2.1 et 2.5 GPa. Cette gamme étendue de valeurs de pression et de température pour le pic de pression s’explique si l’on considère l’unité éclogitique comme un « mélange » dont les blocs sont arrachés à différentes profondeurs du panneau plongeant. Les paragenèses rétrogrades dans le faciès amphibolitique ont été estimées dans une gamme de pression et température plus restreinte : 450 ± 25°C et 1.6 à 1.9 GPa. La concordance des chemins P-T des deux dernières unités à partir de 0.6-0.7 GPa plaide pour la juxtaposition de ces deux unités à une vingtaine de kilomètres de profondeur le long de l'interface de subduction (Angiboust et al., 2013).

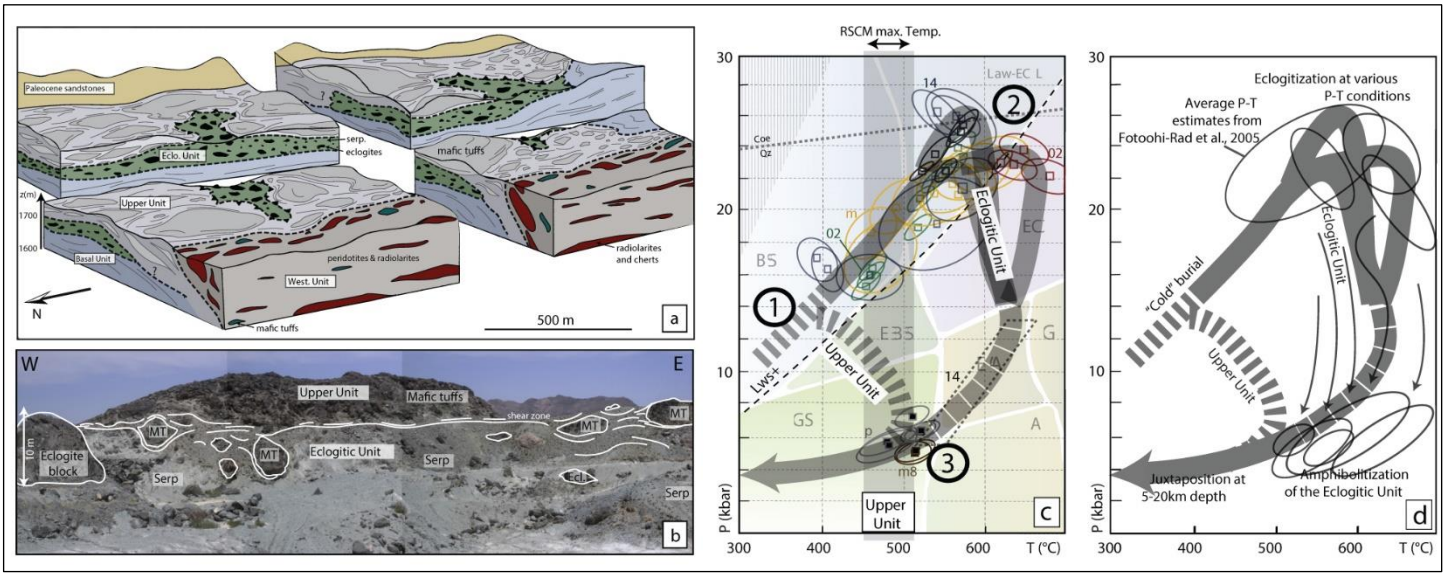


Figure 2.13. Bilan des chemins P-T de Sulabest (complexe de Ratuk). **a)** blocs diagrammes 3D représentant la structure en trois unités du complexe de Ratuk au niveau de Sulabest ; **b)** photographie d'affleurement illustrant cette organisation ; **c)** chemins obtenus par les études pétrologiques, pseudosection et spectroscopie Raman d'Angiboust et al. (2013) ; **d)** résultats précédents comparés aux résultats de Rad et al. (2005) (Angiboust et al., 2013)

– Estimation de l'âge du pic de pression et du chemin rétrograde

En 2009, Fotoohi-Rad et al. publient cinq âges Ar-Ar sur mica ou amphibole des paragenèses rétrogrades du complexe de Ratuk à 125 Ma en moyenne (de 116 ± 19 à 139 ± 19 Ma), impliquant un pic de métamorphisme encore plus ancien, à la base du Crétacé. Ces premiers âges sont assez surprenants car ils sont plus anciens que les plus anciennes datations du plancher océanique de la zone (cf. ci-dessous).

En 2013, Bröcker et al. publient les résultats d'une nouvelle campagne de datation des roches de haute pression de ce mélange en combinant différentes techniques de datation. Les paragenèses supposées au pic de métamorphisme sont ainsi datées par trois méthodes indépendantes. Huit échantillons ont été datés par méthode Rb-Sr sur des minéraux séparés issus de l'assemblage de haute pression (grenat, omphacite, phengite, glaucophane). Les âges obtenus sont compris entre 87.1 ± 0.3 et 84.9 ± 0.6 Ma. Cinq de ces huit échantillons ont été datés par méthode Ar-Ar sur micas et donnent un âge cohérent compris entre 87.6 ± 0.6 et 81.3 ± 1.3 Ma. Enfin, les zircons de quatre échantillons différents ont été datés par méthode U-Pb et donnent des âges entre 89.3 ± 1.6 et 86.1 ± 1.1 Ma. Cette étude robuste date le pic de métamorphisme à 86 ± 3 Ma en moyenne, le rajeunissant d'au moins 40 Ma par rapport à l'âge proposé par Fotoohi-Rad et al. (2005). Cet âge plus récent du pic de métamorphisme implique une fermeture du

bassin océanique du Sistan probablement au Coniacien, ce qui est compatible avec l'âge des plus anciens flyschs et du plancher océanique daté. Cette étude propose aussi un âge Rb-Sr sur des minéraux isolés de la paragenèse rétrograde (biotite et épidote) dans le faciès schiste bleu à 78.9 ± 0.5 Ma. Cet âge est plus récent que l'âge de la haute pression, ce qui semble cohérent.

3. Les apports controversés des données magmatiques

Arjmandzadeh et al. (2011) ont effectué une étude pétrologique et géochimique couplée à une datation Rb-Sr sur roche totale d'échantillons magmatiques du bloc du Lut au Sud-Est de la limite avec la zone de suture du Sistan. La roche datée donne un âge de 33.5 ± 1 Ma. Les roches volcaniques de la zone d'étude sont des basaltes, basaltes-andésitiques et andésites alors que les roches plutoniques sont des monzodiorites quartzitiques et des granodiorites. Les éléments traces et majeurs ont été obtenus sur les roches plutoniques. Les éléments majeurs montrent que ces roches sont calco-alcalines riches en potassium à shoshonitiques. Les éléments traces par leurs anomalies négatives en HFSE (High Field Strength Elements tels Nb, Ti), positive en LILE (Large Ion Lithophile Element tel le Rb, Ba ou Sr) et leur rapport LREE/HREE élevé plaident pour une source mantellique hydrothermalisée par les fluides issues d'un panneau plongeant (Figure 2.11). Par ailleurs, certains échantillons ont un rapport Sr/Y élevé les rapprochant des adakites. Ces adakites sont interprétées comme provenant de la fusion d'un coin de manteau métasomatisé dans lequel grenat et hornblende font partie des minéraux résiduels. Ce magmatisme, au niveau du bloc du Lut serait un témoin de la présence d'une subduction du Sistan sous le bloc du Lut.

Par ailleurs, des roches plutoniques de type granodiorite présentant des caractéristiques de magma adakitique comme une teneur élevée en terre rares légères et un rapport Sr/Y fort ont été datées entre 86 et 71 Ma (Zarrinkoub et al., 2012b). Le modèle de mise en place de ces roches reste toutefois incertain puisque les mêmes auteurs les interprètent tantôt comme des témoins de la subduction précoce de la lithosphère océanique (Zarrinkoub et al., 2012b), ce qui serait cohérent avec les âges métamorphiques, et tantôt comme des marqueurs de la collision (Pang et al., 2013 ; Zarrinkoub et al., 2012a). Toutefois, ces roches ne sont présentes qu'au niveau du complexe de Ratuk ou plus à l'Ouest pour un seul échantillon ce qui fait proposer aux auteurs que la subduction devait plonger vers le Sud-Ouest (Pang et al., 2013 ; Zarrinkoub et al., 2012a).

Enfin, durant les campagnes de cartographie, des tonalites intrusives dans les flyschs sénoniens du bassin de Sefidabeh ont été datées par méthode K-Ar sur roche totale entre 83.6 ± 2.6 et 79 ± 3.2 Ma. Toutefois, la chimie des éléments majeurs effectuée à l'époque sur ces échantillons n'a pu montrer que leur affinité sub-alcaline, ne permettant pas de savoir si elles étaient tholéiitiques ou calco-alcalines. Au vue de leur position proche du complexe de Ratuk, les auteurs de l'étude les ont rapprochées de MORB océaniques (Maurizot et al., 1990a, 1990b). Cette interprétation en ferait les produits les plus récentes de l'activité du bassin océanique du Sistan, ce qui semble difficilement compatible avec les âges à 86 Ma de la HP du complexe de Ratuk proche.

4. Les modèles géodynamiques de la subduction de l'océan du Sistan

La diversité des données géologiques a conduit à la proposition de plusieurs modèles de fermeture du bassin océanique du Sistan. Ces principaux modèles (Figure 2.14) varient sur la vergence de la/des zone(s) de subduction, de leur âge ainsi que sur leur position (intra-océanique ou entre océan et continent).

Sur la base de données structurales (vergence de la déformation) et stratigraphiques (âge et position des flyschs), Tirrul et al. (1983) proposaient un modèle de formation (Figure 2.13.a_1 à a_3) avec une subduction du bassin océanique du Sistan vers le Nord-Est sous le bloc Afghan. L'âge de la subduction était supposé contemporain des dépôts des flyschs sénoniens. Le bassin océanique du Sistan plongerait donc sous la marge afghane (Figure 2.14.h). Ces auteurs proposent au Maastrichtien un écaillage du bassin océanique permettant la mise en place du complexe de Neh. Parallèlement s'installerait dans les flexures le bassin de Sefidabeh.

Ce modèle de subduction vers le Nord-Est active depuis la base du Sénonien est en accord avec les âges à 86 ± 3 Ma des pics de métamorphisme de l'unité éclogitique et de la position de cette zone de suture HP-BT au niveau du complexe de Ratuk (Figure 2.14.b_1 et b_2).

Les modèles de subduction basés sur les données magmatiques sont différents. Ainsi, Pang et al., (2013) et Zarrinkoub et al., (2012a) proposent un modèle de subduction du bassin océanique du Sistan vers le Sud-Ouest sous la marge du Lut (Figure 2.14.c). Dans ce modèle, le bassin océanique du Sistan serait résorbé à 86 Ma, âge de mise en place des plus anciennes adakites qui pourraient avoir été mises en place lors de la phase de collision. Arjmandzadeh et al. (2011) interprètent le magmatisme Maastrichtien à Oligocène du Sistan comme ayant pour

origine un coin de manteau métasomatisé et en fait un marqueur de subduction. Comme ce magmatisme se trouve à la fois au niveau du bloc du Lut et du coté du bloc Afghan, ils proposent un modèle avec une double subduction du bassin océanique du Sistan à la fois sous la marge Afghane et la marge du Lut (Figure 2.14.d). Celle plongeant vers le Sud-Ouest serait plus rapide et aurait une durée de vie plus courte que celle plongeant vers le Nord-Est ce qui expliquerait la vergence globale de la chaîne vers le Sud-Ouest. Enfin, Saccani et al. (2010) proposent l'existence d'une séquence ophiolitique de type SSZ (Supra-Subduction Zone) dans le complexe de Neh (cf. suite). Ce type d'ophiolite se met en place au dessus d'une zone de subduction intra-océanique qu'ils proposent à plongement vers le Nord-Est (Figure 2.13.e et f).

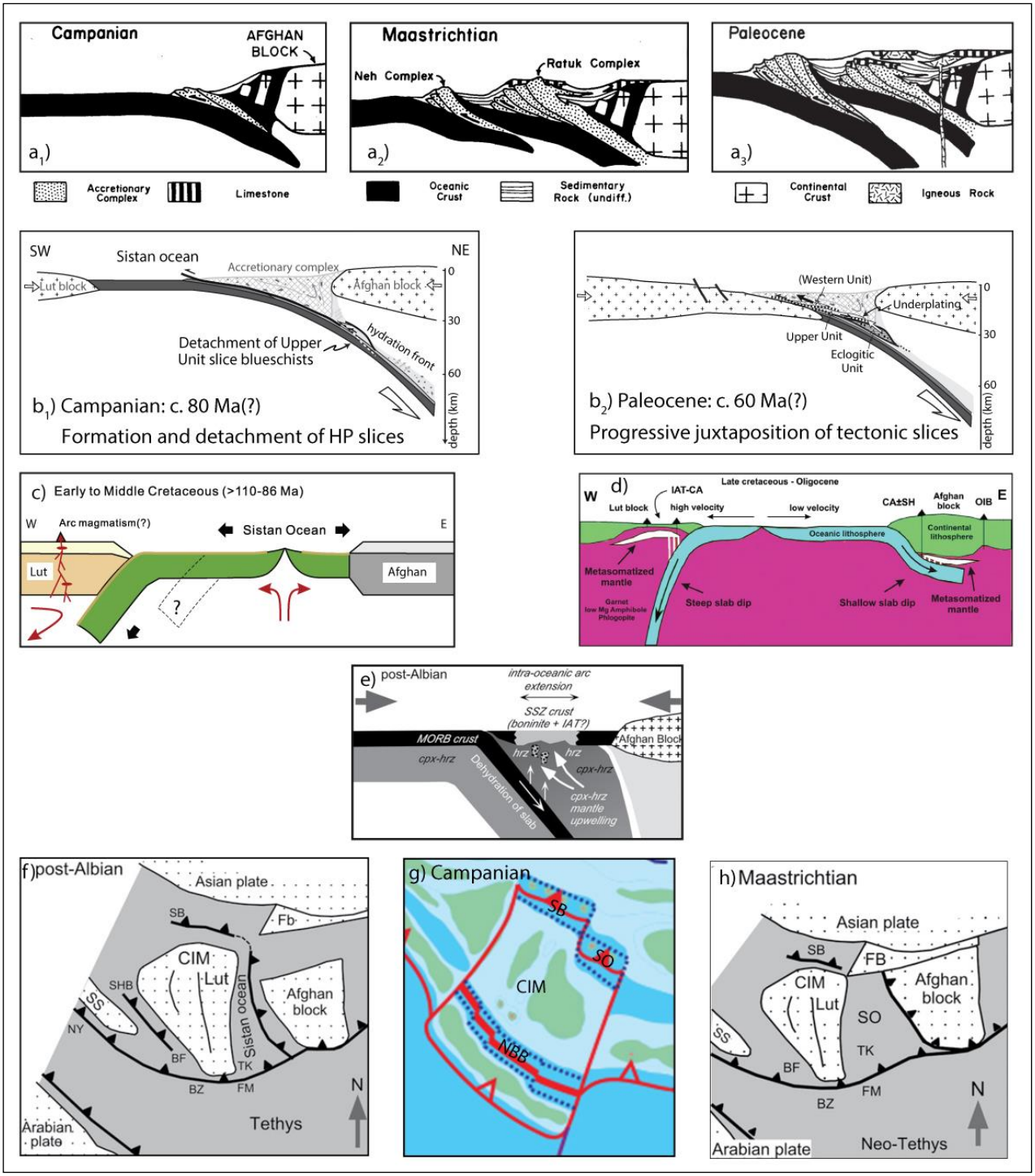


Figure 2.14. Les différents modèles de subduction proposés pour la fermeture de l'océan du Sistan. **a)** Tirrul et al. (1983) ; **b)** Angiboust et al. (2013) ; **c)** Zarrinkoub et al. (2012) et Pang et al. (2013) ; **d)** Arjmandzadeh et al. (2011) ; **e-f)** Saccani et al. (2010) ; **g)** Barrier et al. (2018) ; **h)** Sengor et al. (1988). CIM : central Iranian microcontinent; FB: Farah block ; SS: Sanandaj-Sirjan block ; The location of the main ophiolites of the area is also shown: BF: Baft, BZ: Bande-Zeyarat, FM: Fanuj-Maskutan, NBB: Nain Baft Basin, NY: Neyriz, SB: Sabzevar, SHB: Shahr-Babak, TK: Tchehel Kureh.

2.3.5. Les contraintes existantes sur la phase d'océanisation du Sistan

1. Les contraintes existantes sur l'âge des ophiolites

Des affleurements d'ophiolite du Sistan ont été datés soit par biostratigraphie soit par radiochronologie.

– Deux études biostratigraphiques sur des radiolarites intercalées entre des niveaux basaltiques ont été effectuées dans le Sistan et donnent des âges proches. Ainsi, la première étude au niveau de Sulabest, à la limite entre les complexes de Neh et de Ratuk montre que les assemblages à radiolaires datent de l'Aptien inférieur (≈121 Ma) à l'Albien supérieur (≈ 105 Ma ; Babazadeh and De Wever, 2004). La seconde au Sud de notre zone d'étude à Shuru au sein du complexe de Neh donne des assemblages à radiolaires d'âge Albien moyen (≈ 107 Ma ; Ozsvárt et al., 2020).

– Il existe par ailleurs deux études radiochronologiques sur des ophiolites affleurant au niveau de la ride ophiolitique de Birjand. La première datant par méthode K-Ar des amphiboles de gabbros, donne un âge Aptien de 124 ± 11 Ma (Delaloye and Desmons, 1980). La seconde par U-Pb sur les zircons de deux leucogabbros donne des âges Albien respectivement à 107 ± 1 Ma et 113 ± 1 Ma (Zarrinkoub et al., 2012a).

Les âges radiochronologiques et biostratigraphiques sont en accord et semblent attester que le bassin océanique du Sistan est ouvert dès l'Aptien inférieur. La phase de rifting ne peut donc être qu'antérieure à l'Aptien inférieur (Babazadeh and De Wever, 2004).

2. Les contraintes existantes sur la nature des ophiolites

La nature des ophiolites du Sistan a été investiguée principalement par trois études : deux au niveau de la ride ophiolitique au Sud de la ville de Birjand (Moazzen et al., 2006 ; Zarrinkoub et al., 2012a) et une sur les ophiolites affleurant à l'Ouest de Nehbandan (Saccani et al., 2010).

– Diversité des roches ultrabasiques de l'ophiolite

Ces différentes études montrent que la partie mantellique constitue la majeure partie de l'ophiolite, et ce jusqu'à 70% selon Saccani et al. (2010). Ce manteau est essentiellement composé d'harzburgite pauvre en clinopyroxène (<1% modal). Des

harzburgites riches en clinopyroxène (3-5% modal) ont toutefois aussi été observées dans les deux rides ophiolitiques étudiées. Dans la ride de Birjand, Moazzen et al. (2006) estiment que les affleurements mantelliques sont constitués par des dunite à hauteur de 10 à 15%. Ils décrivent aussi la présence de quelques lentilles de lherzolite et de rares dykes de pyroxénites de type webstérite. Dans la ride ophiolitique à l'Ouest de Nehbandan, Saccani et al. (2010) recensent aussi de rares occurrences de dunite, wehrlite et pyroxènite dont des webstérites à olivine (Figure 2.15).

Les spectres des Terres Rares normalisés aux chondrites de ces ultrabasiques (Figure 2.16. a et d) montrent que les harzburgites à clinopyroxène sont moins appauvries que les harzburgites sans clinopyroxène. Par ailleurs, tous ces spectres présentent un enrichissement en Terre Rares légères (La au Nd) par rapport aux Terre Rares intermédiaires plus déprimées.

Ces roches mantelliques sont modérément serpentinitisées par altération hydrothermale. Les olivines fraîches y sont rares et généralement altérées en lizardite et les pyroxènes sont remplacés par de la bastite. Des veines à chrysotile et magnétite ont aussi été observées (Moazzen et al., 2006). Localement cette altération peut être plus poussée, attestant de circulations hydrothermales plus intenses (fluides riches en CO_2, H_2O, H_2S and H_4SiO_4 associés à des concentrations de Cu et Au), aboutissant à la formation de dykes de lisvinite qui peuvent être soit des lisvinites siliceuses avec une dominance d'opale, soit des lisvinites carbonatées à dolomite, calcite et sidérite dominants, ou encore mixtes siliceuses et carbonatées, avec des concentrations métallogéniques ici non exploitables (Saccani et al., 2010 ; Aftabi and Zarrinkoub, 2013 ; Boskabadi et al., 2019).

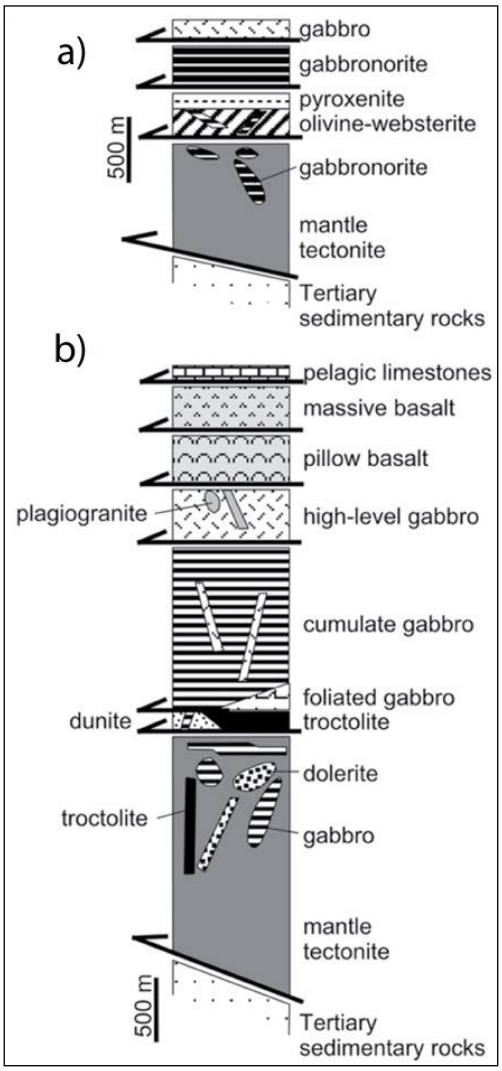


Figure 2.15. Logs pseudo-stratigraphiques des deux principales séries ophiolitiques décrites à l'Ouest de Nehbandan. **a)** Séquence type MORB ; **b)** Séquence type SSZ (Saccani et al., 2010)

– Diversité des roches basiques de l'ophiolite

Au niveau de la ride de Birjand, Zarrinkoub et al (2012a) décrivent une diversité de degrés de cristallisation dans les roches basiques. Les basaltes montrent des textures variables allant d'aphanitique à plus rarement variolitique ou porphyrique. Les porphyres, quand ils existent, sont de l'olivine ou du plagioclase. Des phases d'altération telles la chlorite, l'épidote ou la calcite ont été fréquemment observées. D'un point de vue chimique les basaltes massifs analysés présentent une teneur en MgO considérée comme faible (<11wt%). Les dolérites présentent des plagioclases et des clinopyroxènes de taille <1mm souvent remplacés par des amphiboles secondaires. Les gabbros étudiés ont été classés en trois catégories suivant leur minéralogie et ils sont présentés ici depuis les moins différenciés vers les plus différenciés : (1) des troctolites ou gabbros à olivine (5-10%), plagioclase (60-65%) et clinopyroxènes (20-25%) dont la taille des minéraux est variable et avec une teneur en MgO considérée comme élevée (>17%) ; (2) des gabbros isotropes à grains fins composés de plagioclase, clinopyroxène et présentant des phases d'altération telles que l'épidote, la chlorite ou des argiles et (3) des gabbros blancs avec plus de 95% de plagioclase pour 3-5% de clinopyroxène. Les spectres des Terres Rares normalisés aux chondrites pour les différentes roches analysées (Figure 2.15.b et c) montrent une diversité géochimique avec un enrichissement croissant en Terres Rares légères (Figure 2.15.b-c du La au Nd) de N-MORB au E-MORB voire OIB. Par ailleurs, les spectres multi-élémentaires montrent pour quelques échantillons une anomalie négative en certains HFSE (High Field Strength Elements ; Nb et Ta principalement) ce qui pourrait suggérer l'influence d'une zone de subduction.

Au niveau de la ride ophiolitique à l'Ouest de Nehbandan, Saccani et (2010, Figure 2.15) décrivent eux aussi une diversité de roches basiques : des troctolites avec des proportions variables d'olivine, des gabbros généralement peu altérés, des gabbronorites en dyke dans les roches ultrabasiques où les surmontant, des basaltes en coussin ou massifs altérés en chlorite et/ou calcite et des plagiogranites en veines ou dykes (jusqu'à une vingtaine de centimètres de largeur) dans les roches ultrabasiques. D'un point de vue géochimique, les roches basaltiques analysées présentent des spectres de Terre Rares normalisés aux chondrites (Figure 2.16.e et f) comparables soit à ceux de N-MORB (appauvrissement en Terre rares légères, les plus incompatibles) soit à ceux de E-MORB voire OIB (enrichissement de plus en plus marqué en Terres Rares légères).

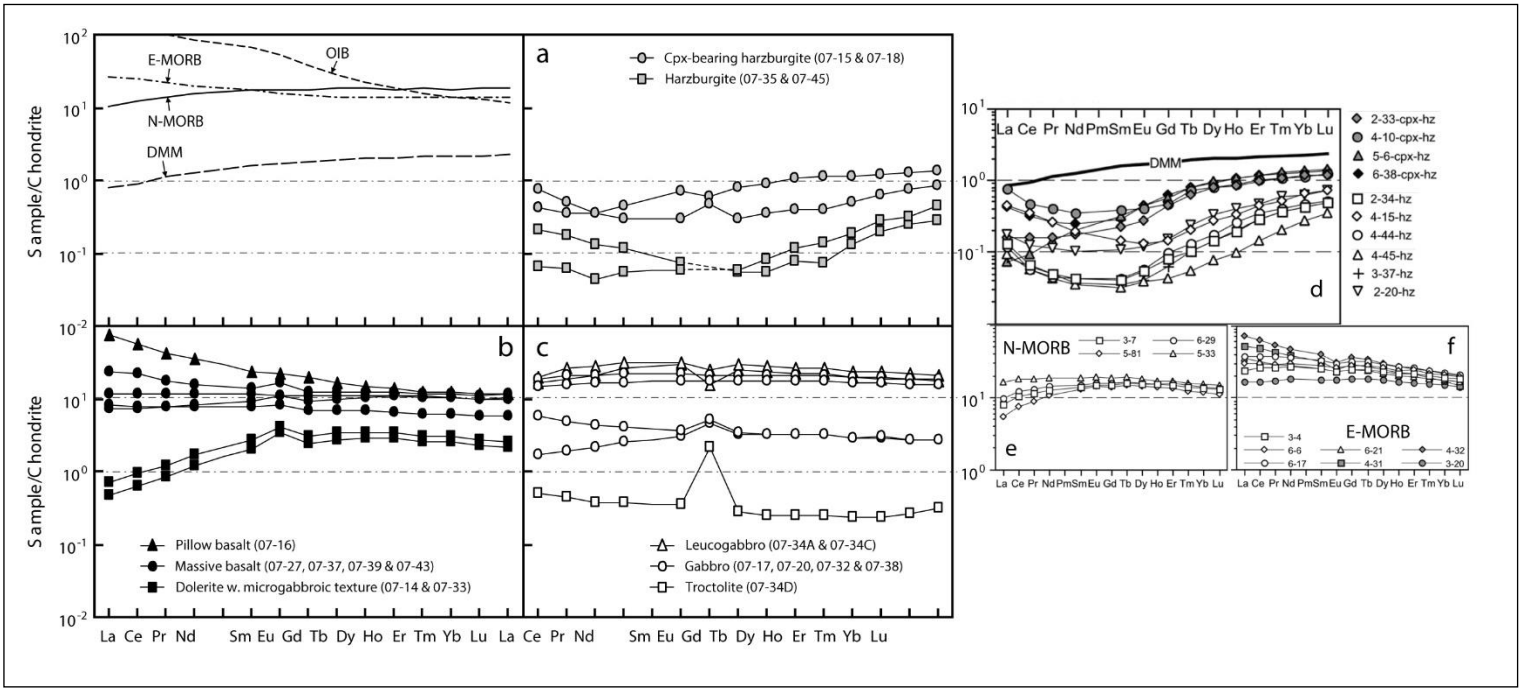


Figure 2.16. Spectres des Terres Rares normalisés aux chondrites des roches ophiolitiques du Sistan. En haut à gauche, des spectres moyens de différents types de roches actuelles OIB, E-MORB, N-MORB et DMM (Depleated Mantle MORB). **a)** Spectres des harzburgites avec et sans clinopyroxène de la ride de Birjand ; **b)** Spectres des basaltes et dolérites de la ride de Birjand ; **c)** Spectres des différents types de gabbros de la ride de Birjand ; **d)** Spectres des harzburgites avec et sans clinopyroxène de la ride à l'Ouest de Nehbandan ; **e)** Spectres des basaltes et dolérites de la ride à l'Ouest de Nehbandan ; **f)** Spectres des différents types de gabbros de la ride à l'Ouest de Nehbandan. (Tirés pour a à c de Zarrinkoub et al., 2012a et pour d à f de Saccani et al., 2010)

3. Les contraintes géochimiques sur la caractérisation du domaine océanique du Sistan

Moazzen et al. (2006) concluent à une origine abyssale des péridotites sur la base de la chimie des spinelles associés à l'olivine des harzburgites. Ils précisent leurs conditions de formation à 1050°C ± 100 et 2.5 GPa ± 0.2, soit environ 75 km de profondeur. Par ailleurs, la composition des spinelles des péridotites suggèrent qu'elles ont subi deux fusions partielles.

Zarrinkoub et al. (2012a) confirme l'origine abyssale des roches ultrabasiques de la ride de Birjand. Il estime le pourcentage de fusion partielle des péridotites pauvres en clinopyroxène entre 5 et 15%, alors que les hazburgites à clinopyroxène plus déprimées auraient un taux de fusion supérieur, de l'ordre de 25%, acquis en plusieurs étapes de fusion partielle Dans ce cas, les N-MORB décrits constitueraient le produit de fusion dont les harzburgites à clinopyroxène seraient les roches résiduelles. La modélisation géochimique des E-MORB suggère un mélange d'une source mantellique de type DMM appauvrie avec 30% de manteau primiti enrichi. Enfin, ces auteurs proposent que les quelques OIB soient issus de la fusion partielle d'un panache

mantellique ascendant proche de la dorsale du Sistan. La source des basaltes, présentant des anomalies en HFSE, serait faiblement contaminée par des fluides issus d'une zone de subduction intra-océanique.

Saccani et al. (2010) définissent deux séquences visibles dans ces affleurements ophiolitiques (Figure 2.15). La première, la plus représentée, est constituée des roches ultrabasiques de type harzburgites à clinopyroxène, dunites, et de plagiogranites, wherlites, troctolites, gabbros, basaltes, diorites, et serait de type N-MORB. Leur modélisation géochimique montrent que les magmas de cette séquence seraient issus de 5 à 20% de fusion partielle d'une source de type DMM dont le résidu correspond partiellement aux harzburgites à clinopyroxène (les moins appauvries, Figures 2.16.d). La seconde séquence, moins fréquente, serait constituée de cumulats ultramafiques de type pyroxénite, dont des webstérites à olivine, et de roches plutoniques basiques type gabbronorites et gabbros. Elle serait comparable à celles observées dans des zones d'expansion océanique au dessus de zone de subduction (SSZ : supra-subduction zone, Figure 2.15 ; 2.17.a-b). En effet, les spectres de Terre Rares des roches magmatiques ultrabasiques seraient comparables à ceux des sources des magmas boninititiques précoces produits dans des zones de subduction actuelles. La modélisation géochimique proposée par ces auteurs fait intervenir une fusion partielle des harzburgites à clinopyroxène dont serait extrait un magma de composition boninitique laissant une roche résiduelle de la composition des harzburgite sans clinopyroxène. Enfin, sur la base des rapports Th/Ta et Th/Tb, Saccani et al. (2010) montrent que les E-MORB peuvent provenir de la fusion d'une source provenant d'un mélange entre un mateau de type DMM et un manteau enrichi de type OIB porté par un panache ascendant près de la dorsale du Sistan.

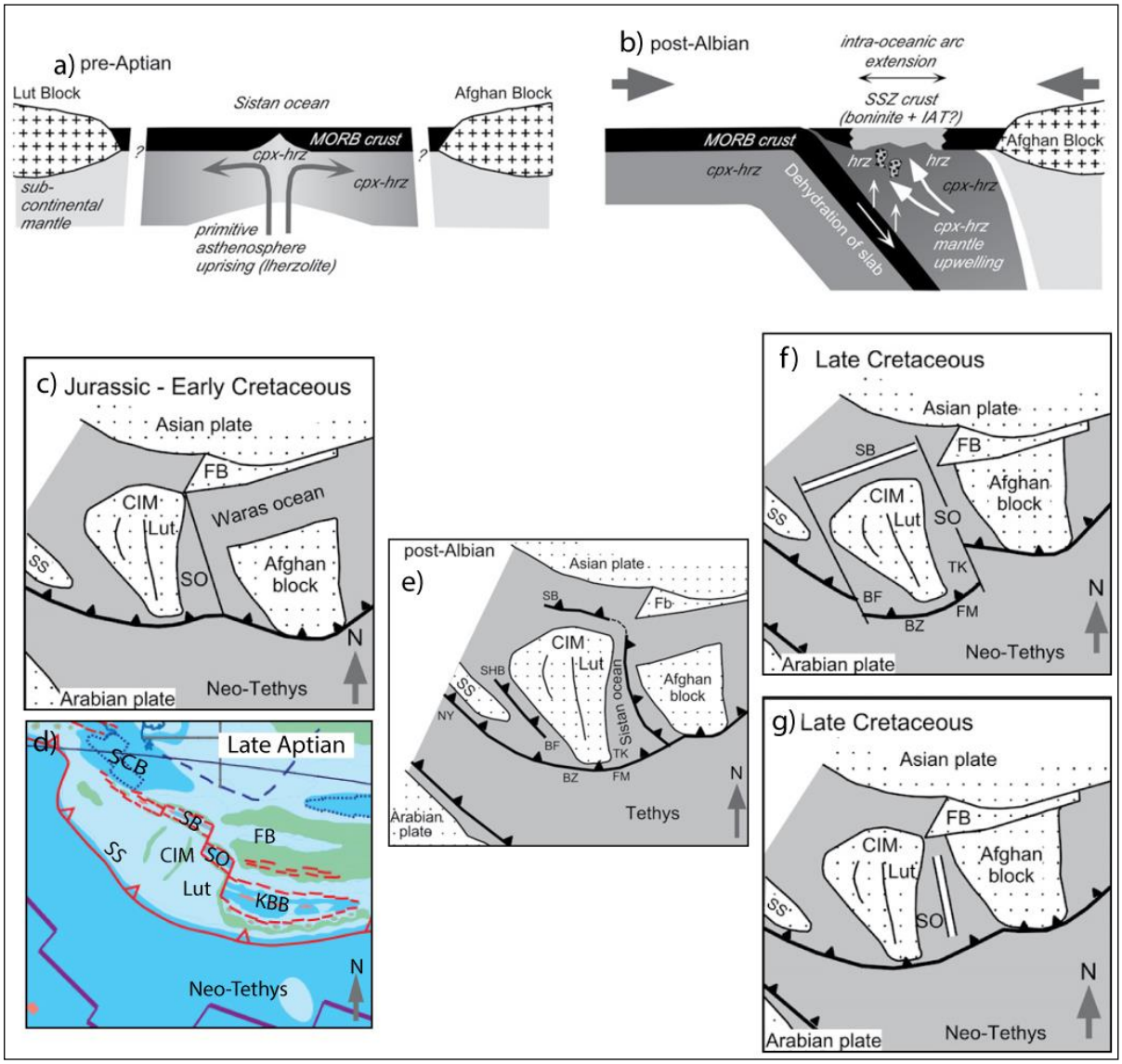


Figure 2.17. Scénarios d'évolution géodynamique en coupe et en carte du bassin océanique du Sistan. **a)** Première phase de production magmatique avec fusion partielle d'une source type DMM pouvant être enrichie par un panache profond aboutissant à la formation des MORB (E- and N-MORB) et ayant comme roche résiduelle les harzburgites à clinopyroxène (cpx-hrz) (Saccani et al., 2010). **b)** Seconde phase de production magmatique en domaine de supra subduction (SSZ) vue en carte ou en coupe, expliquant l'enrichissement en terres rares légères des ultrabasiques. Ici les cpx-hrz seraient la source, les harzburgites sans clinopyroxène (hrz) seraient la roche résiduelle et les magmas produits seraient de type boninitique (non échantillonnés). Cette phase impliquerait la présence d'une zone de subduction intra-océanique dont l'âge n'est pas contraint (Saccani et al., 2010). **c)** Reconstitution proposée par Dercourt et al., (1986) et Sengor et al. (1988) montrant un éventuel lien entre le bassin océanique du Sistan et celui du Waras-Panjaw. **d)** Reconstitution proposée par Barrier et al. (2018). **e)** Reconstitution proposée par Saccani et al (2010) soulignant la connexion possible entre Sabzevar et le Sistan et la présence d'une subduction intra-océanique. **f)** Reconstitution basée sur les observations de Bagheri and Stampfli (2008). **g)** Reconstitution basée sur les observations de Tirrul et al. (1983). CIM: central Iranian microcontinent ; FB: Farah block ; SS: Sanandaj-Sirjan block ; SCB : South Caspian Basin ; KBB: Kandahar back arc basin The location of the main ophiolites of the area is also shown, SB: Sabzevar, SHB: Shahr-Babak, NY: Neyriz, BF: Baft, BZ: Bande-Zeyarat, FM: Fanuj-Maskutan, TK: Tchehel Kureh.

4. Les modèles paléogéographiques de reconstruction du bassin océanique du Sistan

La Figure 2.17 présente les différentes reconstructions paléogéographiques proposées pour le bassin océanique du Sistan. En Figure 2.17.c, le Sistan est connecté à l'océan du Waras Panjaw qui s'étend en Est-Ouest dans le Nord du bloc Afghan (Dercourt et al., 1986 ; Sengör et al., 1988). Cette proposition semble incompatible avec les âges obtenus plus récemment au niveau des ophiolites du Sistan : l'océan du Waras-Panjaw semble s'être ouvert dès le Jurassique inférieur entre les blocs Afghan et du Farah et aurait été refermé dès le Crétacé inférieur (Siehl, 2017). L'océan du Waras-Panjaw et celui du Sistan n'ont donc pas pu être contemporains.

Barrier et al. (2018 ; Figure 17.d) proposent dans leur reconstruction que Sabzevar et le Sistan soient des bassins arrière-arc de la subduction de la Néo-Téthys sous les blocs Cimmériens reliés entre eux par des zones décrochantes. Bien que reposant sur peu de contraintes, cette paléographie propose une orientation ~N120 du Sistan différente des autres reconstructions optant généralement pour une orientation ~N170. Bagheri et Stampfli (2008) proposent quant à eux que le Sistan ne soit qu'une zone décrochante reliant le bassin arrière-arc de Sabzevar à la subduction de la Néo-Téthys (Figure 2.17.f). Les ophiolites de Sabzevar auraient un âge plus ancien, Jurasique supérieur (Lindenberg and Groler, 1984; Omrani, 2017; Stöcklin, 1974), que celles du Sistan et ne pourraient donc être que partiellement contemporaines.

Au vu de la nature géochimique des basaltes des ophiolites, qui est en partie de type SSZ, à l'Ouest de Nehbandan, la reconstitution de la figure 2.17.e propose la présence d'une subduction à vergence Est, intra-océanique, après l'Albien. Saccani et al. (2010) proposent, sur la base des données de Tirrul et al. (1983), une géométrie du bassin océanique du Sistan dans laquelle cet océan s'ouvrirait quasi perpendiculairement à la zone de subduction de la Néo-Téthys (Figure 2.17.g).

Par ailleurs, des données paléomagnétiques montrent que le Jurassique du bloc du Lut et de tout le CEIM a subi une rotation antihoraire d'environ 30°, essentiellement durant le Crétacé inférieur, probablement en lien avec l'expansion océanique concomitante du Sistan (Mattei et al., 2015).

2.4. Intérêt de l'étude du Nord-Sistan et objectifs de la thèse

2.4.1. Intérêts régionaux de l'étude du Nord-Sistan

La synthèse des études déjà menées sur le Sistan présentée dans le paragraphe précédent montre que les grands traits de l'évolution géodynamique de cette chaîne de montagne conservent de nombreuses incertitudes : les modèles de mise en place de la chaîne sont variés et pour la plupart difficilement compatibles. Cette thèse vise donc à mieux contraindre les processus de formation de la chaîne du Sistan, sachant qu'il existe de nombreux points à clarifier.

Il paraît essentiel de commencer par mieux contraindre la structure d'ensemble, actuelle, de cet orogène afin de clairifer les relations entre les différents domaines et la structuration interne de chacun d'eux. Le Chapitre 4 expose nos avancées dans ce domaine.

Le complexe du Neh est supposé être une ophiolite non métamorphisée mais aucun modèle n'a été proposé pour expliquer sa mise en place et sa préservation exceptionnelle au sein d'une zone ayant subi une phase de collision. Les Chapitres 6 et 8 proposeront de nouvelles obsevations étayant le processus d'obduction de cette ophiolite.

Les modalités de la collision et en particulier le calendrier et l'intensité de ce processus reste à préciser. Le Chapitre 4 sur la détermination de l'évolution du tenseur de contraintes au cours du temps apportera des informations sur les derniers incréments de déformation. Le Chapitre 5 sur les bassins sédimentaires de la zone apportera des informations dans ce domaine. Ces informations couplées à la synthèse des travaux antérieurs seront intégrées dans notre modèle d'évolution géodynamique présentée au Chapitre 8.

L'âge et la vergence de la subduction de l'océan du Sistan font encore débat. Des arguments structuraux complétant les études précédentes seront présentés en Chapitre 4. La caractérisation de l'arc magmatique relié à cette zone de subduction au Chapitre 7, ainsi que de nouvelles données sur la formation de la zone de HP-BT permettront en Chapitre 8 de préciser la polarité, l'âge et la dynamique de la phase de subduction.

Les interprétations de lots de données pétrologiques et géochimiques sur l'ophiolite du complexe de Neh proposent des taux de fusion et une activité magmatique très variables de la

dorsale du Sistan. Le Chapitre 6 apportera un nouveau lot de données couplé à une étude structurale de l'ophiolite afin de préciser la dynamique océanique du Sistan.

Les différentes approchent de ce travail de thèse vont être présentés dans la suite de ce chapitre mais il s'agit ici d'une approche tectonique et pétrologique. Il serait utile également d'acquérir de nouvelles données biostratigraphiques pour préciser principalement l'âge des flyschs Sénoniens (Campanien à Maastrichtien) et des sédiments Eocène, deux périodes clefs dans l'histoire du Sistan.

2.4.2. Autres intérêts géologiques de l'étude du Nord-Sistan

En plus des incertitudes portant sur la structure et les modalités de mise en place du Sistan, son intégration au sein de la géodynamique Téthysienne, qu'il s'agisse de ses liens évenuels aves les principaux domaines Paléo- ou Néo-Téthysiens ou des relations avec les bassins marginaux proches, comme Sabzervar ou Nain-Baft, reste à préciser.

Le Sistan constitue par ailleurs un des bassins marginaux situés relativement à l'écart des sutures Paléo- et Néo-Téthysiennes et formé sur la plaque chevauchante sous laquelle la Néo-Téthys subducte. A ce titre il peut permettre de mieux comprendre le comportement d'une plaque supérieure de zone de subduction. Ce bassin possède en outre, à la différence des autres bassins marginaux iraniens, une orientation actuelle très oblique par rapport à la suture du Zagros ou au Makran. Il semble donc difficile d'en faire un simple bassin arrière-arc et questionne ses modalités d'ouverture.

Le complexe de Neh présente une large ophiolite Téthysienne non métamorphisée constituant un nouvel exemple, différent de l'Oman ou de la Turquie, permettant de discuter les modalités débatues de mise en place d'une ophiolite : écaillage lors de la formation d'un prisme d'accrétion (e.g. Tirrul et al., 1983), subduction intra-océanique comme proposé pour l'Oman (e.g. Duretz et al., 2016) ou, affaissement de marge passive (e.g. Hässig et al., 2016).

Cette ophiolite est par ailleurs peu déformée. Le Sistan est donc un bon exemple de chaîne assez peu impactée par la phase de collision. Il convient donc de s'interroger sur les modalités d'une telle préservation et du faible effet de la collision : faible taux de

raccourcissement en lien avec son obliquité, efficacité de niveaux de décollement favorisant le sous chariage…

Enfin, le Sistan étant actuellement marqué par la présence et l'activité de grandes failles dextres, une meilleure compréhension de la chaîne du Sistan pourrait apporter des informations sur la mise en place et le développement de ces zones de décrochements, visibles ailleurs le long des chaînes téthysiennes, comme au niveau de la faille de Chaman par exemple.

2.5. Approches et outils mises en œuvre dans cette étude

Ce paragraphe présente la répartition du temps passé pour la mise en œuvre des différentes approches utilisées durant ce travail de thèse et met l'accent sur les collaborations réalisées. Les protocoles détaillés des différentes méthodes utilisées sont explicités dans les chapitres où elles ont été employées.

2.5.1. Approche de terrain

Ce travail de thèse repose entièrement sur des observations et un échantillonnage de terrain. Huit missions d'une durée moyenne d'une quinzaine de jours ont été réalisées. Ces missions ont toutes été soutenues par le Geological Survey of Iran (GSI) avec comme interlocuteur privilégier Jafar Omrani. Le GSI a fourni les véhicules avec leur chauffeur et un géologue iranien pour nous accompagner. Le département de géologie de l'Université de Birjand dirigé par Ebrahim Gholami et épaulé par Mohammad Hossein Zarrinkoub et Mohammad Mahdi Khatib a mis à notre disposition les logements d'accueil de l'Université et a contribué à nous faire découvrir la zone. Le financement de ces missions et les analyses effectuées par la suite ont été supportées par le reliquat des financements de Philippe Agard sur le projet *Zip-OH*.

Sur les huit missions, sept ont eu lieu dans le Nord du Sistan et une plus au Sud à la limite entre le Sistan et le Baloutchistan. Une demi-mission a été dédiée à la préparation d'un colloque international qui a été réalisé lors de la demi-mission suivante dans le cadre de l'accord entre Sorbonne Université, l'Université de Strasbourg, le GSI et l'Université de Birjand.

Lors de ces missions, j'ai été la plupart du temps accompagné par d'autres géologues français, généralement un ou plusieurs de mes directeurs de thèse et parfois des géologues

collaborateurs comme Damien Do Couto (Sorbonne Université), Guillaume Bonnet (Sorbonne Université) ou Patrick Monié (Université de Montpellier).

Ces observations de terrain ont abouti à la réalisation d'une dizaine de coupes réparties dans les différentes unités du Sistan, réalisées en étroite collaboration avec Philippe Agard. Ces coupes de détail ont été assemblées pour proposer une coupe synthétique globale de toute la chaîne du Sistan (Chapitre 4).

2.5.2. Approche microstructurale

Bien que des sites microtectoniques aient été mesurés lors des différentes missions, deux d'entre elles y ont été exclusivement consacrées dont celle qui a eu lieu dans la partie Sud du Sistan – Baloutchistan, financé par un reliquat de l'ex-équipe LSD. Les mesures microtectoniques ont été inversées par la méthode Angelier (Chapitre 5) à laquelle m'a formé Marc Fournier. Les données pour le Nord Sistan ont été traitées par mes soins alors que celles du Sud l'ont été par Marc Fournier.

2.5.3. Pétrologie magmatique et outils géochimiques

Les roches magmatiques étudiées ici se répartissent en deux groupes : les roches constitutives de l'ophiolite du complexe de Neh (Chapitre 7) et les roches constituant l'arc magmatique associé à la subduction de l'océan du Sistan sous la marge Afghane amincie (Chapitre 8). Les roches ophiolitiques ont été échantillonnées au fur à mesure des différentes missions alors qu'une semaine d'échantillonnage spécifique a été dédiée à celles de l'arc magmatique.

Les minéraux constitutifs de ces roches ont été déterminés par mes soins, en discussion avec Hubert Whitechurch, au microscope optique, sur les lames minces réalisées par Eric Delairis (Sorbonne Université).

Pour obtenir les compositions en éléments majeurs et traces de ces roches, j'ai réalisé deux campagnes d'attaque acide et d'analyse. Les roches ophiolitiques ont été dissoutes à l'Université de Strasbourg en suivant le protocole développé par Marc Ulrich spécifiquement conçu pour attaquer efficacement même les roches ultrabasiques parfois récalcitrantes, dû à la présence entre autre de petits grains de chromite. Les solutions obtenues ont ensuite été analysées au laboratoire d'hydrologie et de géochimie de Strasbourg par René Boutin, ingénieur

de recherche responsable de l'ICPOES et ICPMS. Les roches d'arc ont été dissoutes à Sorbonne Université suivant le protocole mis en place par Benoît Caron (ingénieur de recherche Sorbonne Université) qui a réalisé les mesures ICPOES et ICPMS correspondantes. Des poudres de certains des échantillons d'arc ont été envoyées au SARM-CRPG de Nancy pour y mesurer les rapports isotopiques en Sr et Nd.

Les modèles géochimiques développés pour contraindre la chimie des sources du magmatisme d'arc ont été réalisés par mes soins, en suivant les conseils de Marc Ulrich.

2.5.4. Pétrologie métamorphique et outils thermo-barométriques

Des roches de trois domaines de la chaîne ont été échantillonnées lors des différentes missions avec comme objectif de préciser leurs conditions métamorphiques : (1) des roches de la zone de suture HP-BT du complexe de Ratuk ; (2) des roches du complexe de Neh pour vérifier l'absence supposée de métamorphisme avec un lot de roches ophiolitiques, un lot de sédiments déposés sur l'ophiolite et un autre pour les roches présentes à la base des unités ophiolitiques (amphibolites et métasédiments) ; (3) des roches du bloc du Lut, dont un lot de roches proches de la limite actuelle avec le complexe du Neh et un lot plus éloigné.

Les lames de ces roches, réalisées par Eric Delairis, ont ensuite été étudiées au microscope optique et si nécessaire au microscope électronique à balayage avec l'aide d'Omar Boudouma (ingénieur de recherche Sorbonne Université). Les compositions chimiques des minéraux d'intérêt ont été mesurées avec les microsondes électroniques du service CAMPARIS et l'aide de Michel Fialin (ingénieur de recherche au CNRS) et Nicolas Rividi (ingénieur d'étude au CNRS). Ces données ont été principalement acquises par Guillaume Bonnet (durant son Master 2 et le début de sa thèse) et moi-même.

Les données et le traitement thermo-baromètriques des roches de la zone de suture HP-BT du complexe du Ratuk ont été entièrement réalisés par Guillaume Bonnet et font l'objet d'une publication dans *Lithos* (Annexe 3). Guillaume Bonnet a aussi participé à l'acquisition et au traitement des données sur les roches métamorphiques de la base de l'ophiolite et celles du bloc du Lut éloignées du complexe de Neh. Philippe Agard a réalisé les pseudosections que j'ai exploitées pour mieux contraindre les conditions P-T de certains échantillons (Chapitre 9).

Les sédiments déposés sur l'ophiolite ont fait l'objet d'une estimation de la température maximale subie en utilisant la spectroscopie RAMAN sur matière organique (Chapitre 6). Les

spectres RAMAN ont été acquis pour partie à l'IMPMC (Sorbonne Université) avec l'aide d'Alberto Vitale Brovarone et d'Olivier Beyssac, et pour partie à l'ENS de Paris avec l'aide de Damien Deldicque. La quantification de ces spectres effectuée via le logiciel *PeakFit* a été réalisée par Guillaume Bonnet et moi-même.

2.5.5. Outils de datation radiochronologique

Pour contraindre les âges des évènements métamorphiques ou de cristallisation magmatique, deux types de méthodes radiochronologiques ont été employées. Des datations Ar-Ar sur minéraux séparés ont été réalisées par Patrick Monié et Guillaume Bonnet à l'Université de Montpellier et des datations U-Pb in situ ont été réalisées par Guillaume Bonnet lors de son post-doctorat à l'Université de Santa Barbara (Californie).

2.5.6. Sédimentologie de facies et relation source-bassin

Les échantillons de sédiments détritiques terrigènes des différentes lithologies et des différents âges des principaux domaines du Sistan ont été collectés pendant une mission dédiée en partenariat avec Damien Do Couto. Les lames ont été réalisées par Eric Delairis. La suite de cette approche constituera, avec Damien Do Couto, en une étude pétrologique des lames minces ainsi que des analyses en éléments majeurs et traces suivant le protocole de Benoît Caron pour contraindre les sources détritiques potentiellement à l'affleurement aux cours du temps. Ce projet a reçu l'appui d'un financement 'coup de pouce' de l'ISTEP.

3. Structure d'ensemble de la chaîne du Sistan et localisation des cibles d'étude

Ce chapitre correspond à un résumé de la partie structurale d'un article présenté en Chapitre 8 en cours de finalisation pour une soumission à *Gondwana Research*.

Cette partie a pour objectif de préciser la structure d'ensemble de la chaîne qui jusqu'alors n'a été que peu investiguée. Cette approche s'est faite à la fois en carte par la réalisation d'un schéma structural du Nord Sistan et en coupe par la réalisation d'une coupe synthétique simplifiée de l'ensemble de l'orogène.

3.1. Elaboration d'un schéma structural cohérent du N-Sistan

La zone d'étude a fait l'objet d'une campagne de cartographie menée par le Geological Survey of Iran (GSI) en partenariat avec le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) entre 1977 et 1978. Cette campagne a abouti à la production de six cartes au 1:250 000 recouvrant le Nord Sistan publiées entre 1982 et 1992 :Qayen, Shahrakht, Birjand, Gazik, Dehsalm et Zabol, et à la parution de trois notices détaillées pour les cartes au 1 :250 000 de Qayen, Shahrakht et Gazik. Les cartes au 1:100 000 correspondantes ont ensuite été éditées par le GSI.

Pour avoir une vision globale de la zone d'étude, les six cartes au 1 :250 000 ont été assemblées et homogénéisées. Pour que ce schéma structural (Figure 3.1) soit lisible, les regroupements suivants ont été réalisés :

- Ont été regroupés sous le terme d'ophiolite (1) les roches mantelliques ultrabasiques : dunite, harzburgite et lherzolite et leur produit d'altération tel les serpentinites ou les lisvinites, (2) les roches magmatiques du Crétacé inférieur basiques: gabbro, basalte et spilite, dolérite ainsi que les roches différentiées : plagio-granite, (3) les sédiments associés type radiolarites, phyllites et carbonates profonds et (4) les unités dénommées mélanges colorés correspondant à des associations en proportion variable des roches précédentes.
- Les autres roches magmatiques ont été représentées en fonction de leur âge : Précambrien, Jurassique ou Crétacé supérieur. Le magmatisme tertiaire a été

regroupé car bien qu'essentiellement Eo-Oligocène, sa répartition temporelle est plus large et parfois incohérente d'une carte à l'autre. Les roches volcano-sédimentaires comme les brèches volcaniques, les ignimbrites ou les tufs ont été associées aux roches plutoniques et volcaniques.

– Les roches sédimentaires sont regroupées en fonction du système auquel elles ont été datées. Seules les roches d'âge Oligocène (Paléogène) et Miocène (Néogène) ont été associées car elles se présentent sous forme de conglomérats continentaux dont la datation difficile est parfois incohérente d'une carte à l'autre.

– Le métamorphisme est représenté par une surcharge en hachure car les cartes n'apportent généralement pas suffisamment d'information pour savoir à quel faciès correspondrait le pic de métamorphisme subit par ces roches. Seule la zone de suture de HP-BT (facies schiste bleu ou éclogite pour le pic de métamorphisme), qui a fait l'objet d'études postérieures aux campagnes de cartographie a pu être individualisée.

Ce schéma structural a aussi été actualisé avec nos propres observations réalisées lors des missions de terrain successives.

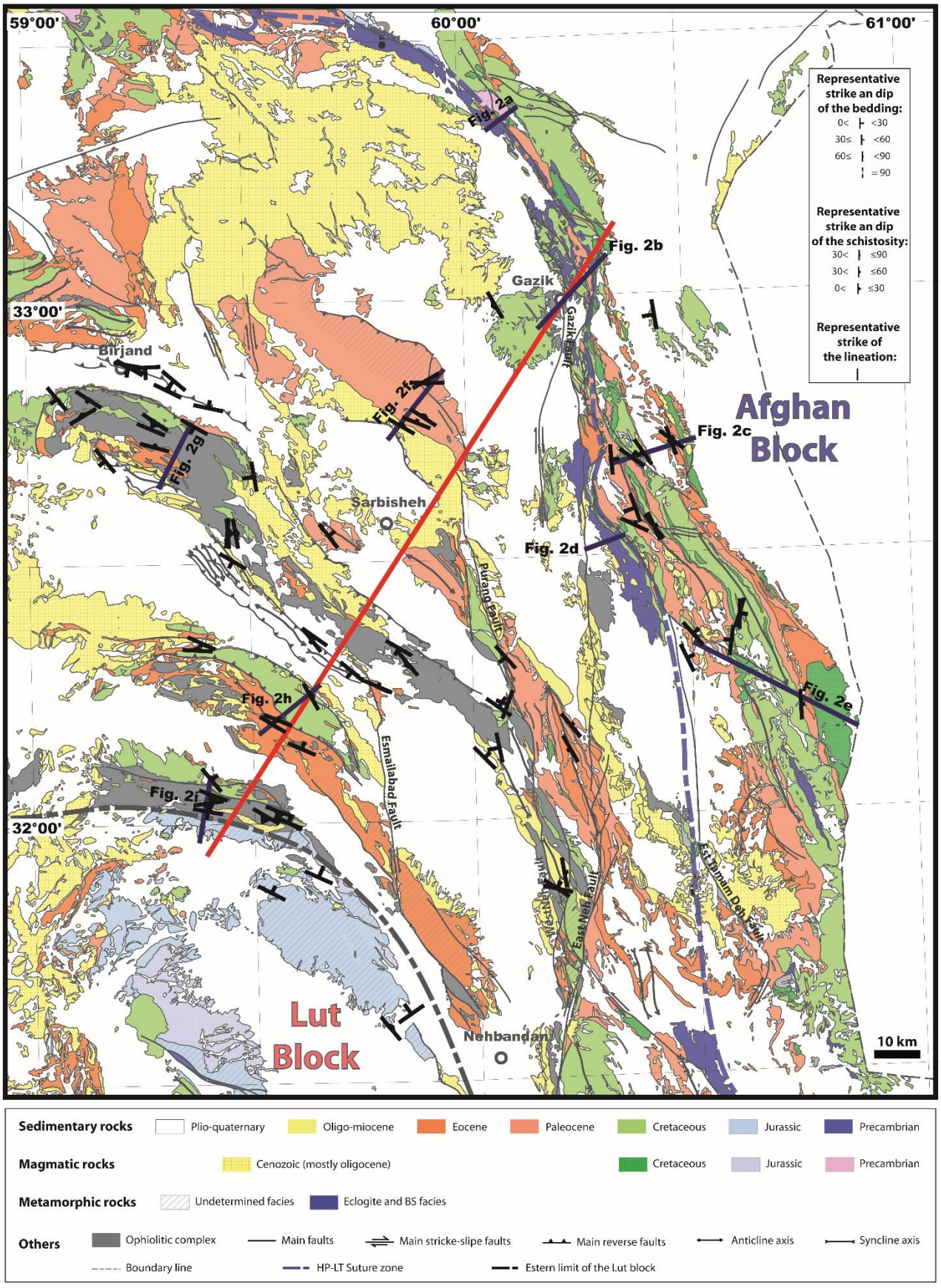


Figure 3.1 : Schéma structural du N-Sistan et localisation des mesures structurales représentatives et des coupes réalisées (en bleu : locales, en rouge : générale)

3.2. Elaboration d'une coupe géologique synthétique cohérente du N-Sistan

3.2.1. Observations de terrain et réalisation d'un ensemble de coupes locales

La Figure 3.2 présente neuf coupes réalisées suivant les profils bleus de la Figure 3.1. Elles se répartissent en deux ensembles : les coupes de a à f visent à contraindre l'organisation autour de la zone de suture à HP-BT ; les coupes g à i ont été réalisées pour déterminer l'organisation interne du complexe de Neh et sa relation avec le bloc du Lut.

Chacune de ces coupes étant décrites dans l'article présenté en chapitre 9, seul les principaux apports de ces coupes sont rappelés ici.

Le bassin de Sefidabeh correspond à un bassin sédimentaire reposant dans cette partie de la chaîne uniquement sur le socle du bloc Afghan. Il présente des plis déversés vers l'Ouest et des chevauchements à vergence Ouest. Il s'évase en allant vers le Sud.

De manière relativement cylindrique le complexe de Ratuk est constitué d'un empilement de deux unités métamorphiques principales avec à sa base une unité de mélange constitué de blocs présentant un pic de métamorphisme dans le faciès éclogitique pris dans une matrice serpentineuse et à son sommet à un mélange avec des blocs présentant un pic de métamorphisme dans le facies schiste bleu et une matrice serpentineuse en proportion plus variable. Ces unités sont recouvertes en discordance par des dépôts Maastrichtiens non métamorphiques. L'ensemble affleure au sein d'une fenêtre tectonique.

La limite Est du complexe de Ratuk correspond à un chevauchement du bloc Afghan et/ou du bassin de Sefidabeh le surmontant sur celui-ci. La limite Ouest du complexe du Ratuk est un contact tectonique déformé avec une unité ophiolitique non métamorphique chevauchant celui-ci. Cette unité ophiolitique (Western Unit) serait restée en supra-subduction comme en atteste des dykes dacitiques calco-alcalin ou adakitiques anté-Maastrichtien et correspondrait à la partie amincie de la marge Afghane voire à une portion préservée du bassin océanique du Sistan.

Le complexe de Neh présente un substratum ophiolitique vraisemblablement continu. Des unités cohérentes plurikilométriques peuvent être définies et présentent les caractéristiques d'un paléo-océan lent à ultra-lent (cf. Chapitre 7). La base de certaines de ces unités présente des amphibolites foliées interprétées au vue de leur position structurale, de leur déformation et

des conditions P-T estimées (cf. Chapitres 8 et 9) comme des semelles métamorphiques, témoins de l'initiation d'une subduction intra-océanique. Ces unités se chevauchent avec une vergence dominante vers le Sud, Sud-Ouest et se mettent en place sur le bloc du Lut. Leur mise en place sur le bloc du Lut est scellée par un pluton de granodiorite recoupant l'ensemble et daté par méthode Ar-Ar sur biotite à 49.59 ± 0.20 Ma.

3.2.2. Elaboration d'une coupe synthétique générale à partir des coupes locales

Les coupes précédentes effectuées à travers la chaîne ont été projetées et assemblées le long du tracé rouge de la Figure 3.1. Les zones de jonction ont été complétées à l'aide d'observations de terrain ponctuelles et/ou extrapolées à partir de nos observations et de la continuité des terrains sur les images satellites (Google Earth) ou cartographiques.

La Figure 3.3 présente le résultat de cet assemblage et la première coupe synthétique d'ensemble du Nord Sistan. Outre le fait que les principales observations provenant des coupes locales y soient représentées, cette coupe synthétique fait aussi ressortir de grandes tendances moins facilement visibles sur les coupes précédentes. Ainsi, la localisation du magmatisme d'arc, la position de la zone de suture à HP-BT (cf. Chapitre 7) et la vergence principale des chevauchements vers le Sud, Sud-Ouest constituent des arguments en faveur d'une subduction principale de l'océan du Sistan plongeant vers le Nord, Nord-Est sous la marge Afghane amincie. Au niveau du complexe de Neh, les sous-bassins sédimentaires se mettant en place sur l'ophiolite ainsi que la déformation qui l'affecte semble migrer en séquence vers le Sud, Sud-Ouest. En effet la partie la partie plus orientale du complexe de Neh présente une sédimentation essentiellement d'âge Crétacé, la partie centrale une sédimentation dominée par les dépôts d'âge Paléocène et dans la partie occidentale des dépôts Eocènes se mettent en place. A partir de cette coupe, il est possible d'estimer la longueur actuelle totale de l'ophiolite obductée entre 80 et 100 km. En rétrodéformant la nappe ophiolitique, la déformation post mise en place de la nappe peut être estimée entre 30 et 50 km avec environ 30-40 km durant la phase de déformation Eocène et 10-20 km lors des phase de déformation plus récente.

a
Gomenj
Confined
HP-LT zone
WU
Sefidabeh
Afghan
Block
basement
Orbitolina
limestone
Afghan
Block
SW
NE
b
Gazik
Neh
obducted
ophiolite
Western Unit
(WU)
Tectonic window
of HP-LT zone
Afghan
Block
SW
NE
c
Razeh
Extended and folded Sefidabeh Basin (SB)
Afghan
Block
W
E
d
Sulabest
East Neh
Fault
WU
HP-LT zone
SB
W
E
e
Doroh
Extended and folded SB
Afghan
Block
W
E
S to N along the HP-BT suture zone

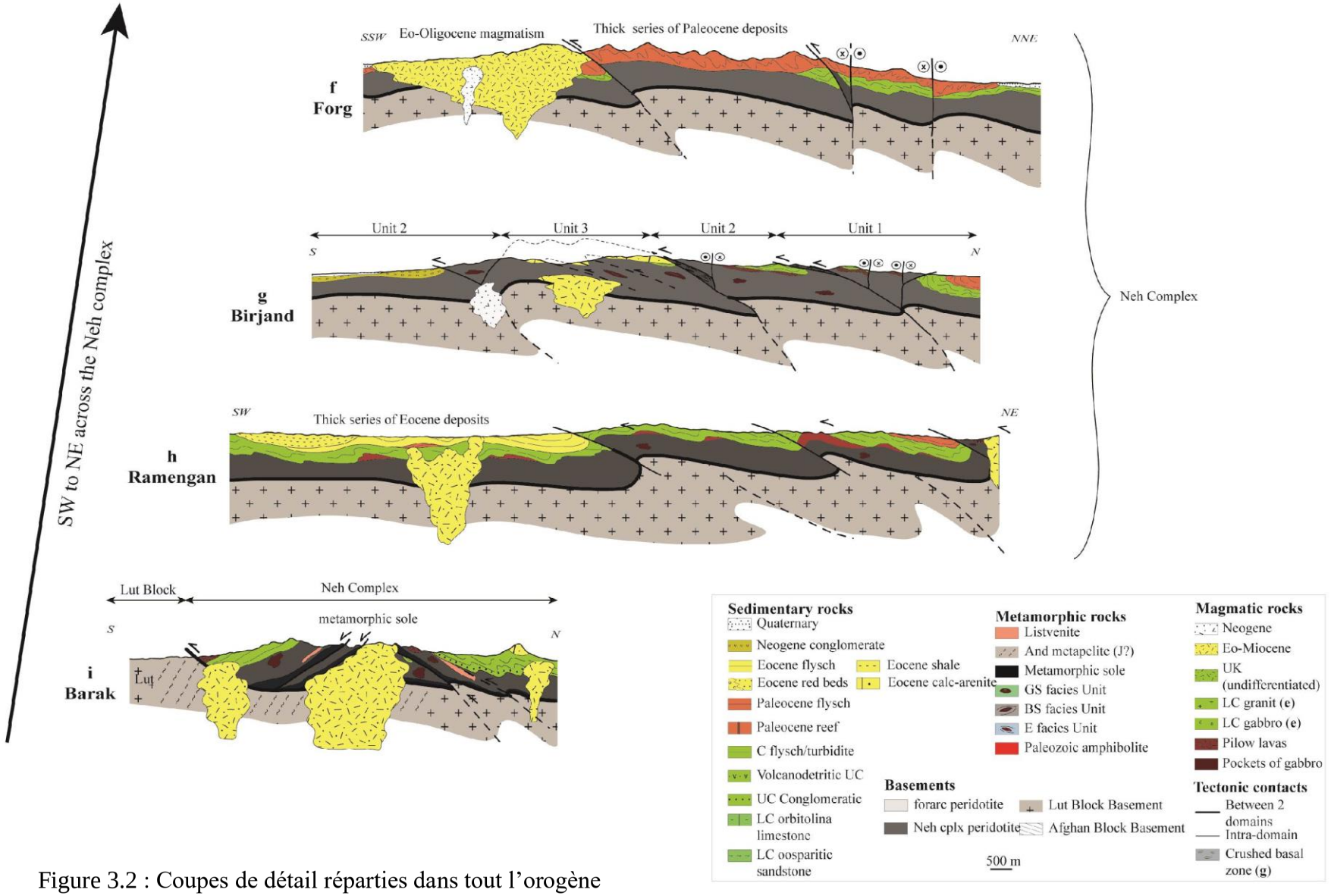


Figure 3.2 : Coupes de détail réparties dans tout l'orogène

Toutefois cette coupe met aussi en évidence des points qu'ils restent à clarifier. Ainsi, l'épaisseur exacte de l'ophiolite obductée du complexe de Neh est difficile à estimer structuralement mais des arguments métamorphiques permettent de proposer des pistes de réponses (cf. Chapitres 8). De même, en l'absence de niveau repère continu et en présence de déformation distribuée parfois importante (schistosité pouvant être très développée dans les niveaux fin des dépôts de type flysch), le taux de raccourcissement de la chaîne et celui de l'ophiolite restent mal contraints. La structure relativement préservée de l'ophiolite plaide toutefois en faveur d'un raccourcissement relativement limité de cette unité. Enfin, l'extension du bloc du Lut sous l'ophiolite est un point difficile à résoudre en l'absence de pointements de ce socle au travers de la nappe ophiolitique et de données géophysiques précises. Des données gravimétriques à l'échelle de l'Iran (Mousavi and Ebbing, 2018; Eshagh et al., 2019) estiment que le Moho s'approfondit au niveau du Sistan jusqu'à 52 km alors que dans le reste du CEIM il serait entre 40 et 45 km. Cet épaississement pourrait dû à une implication du bloc du Lut lors de la collision avec le bloc Afghan.

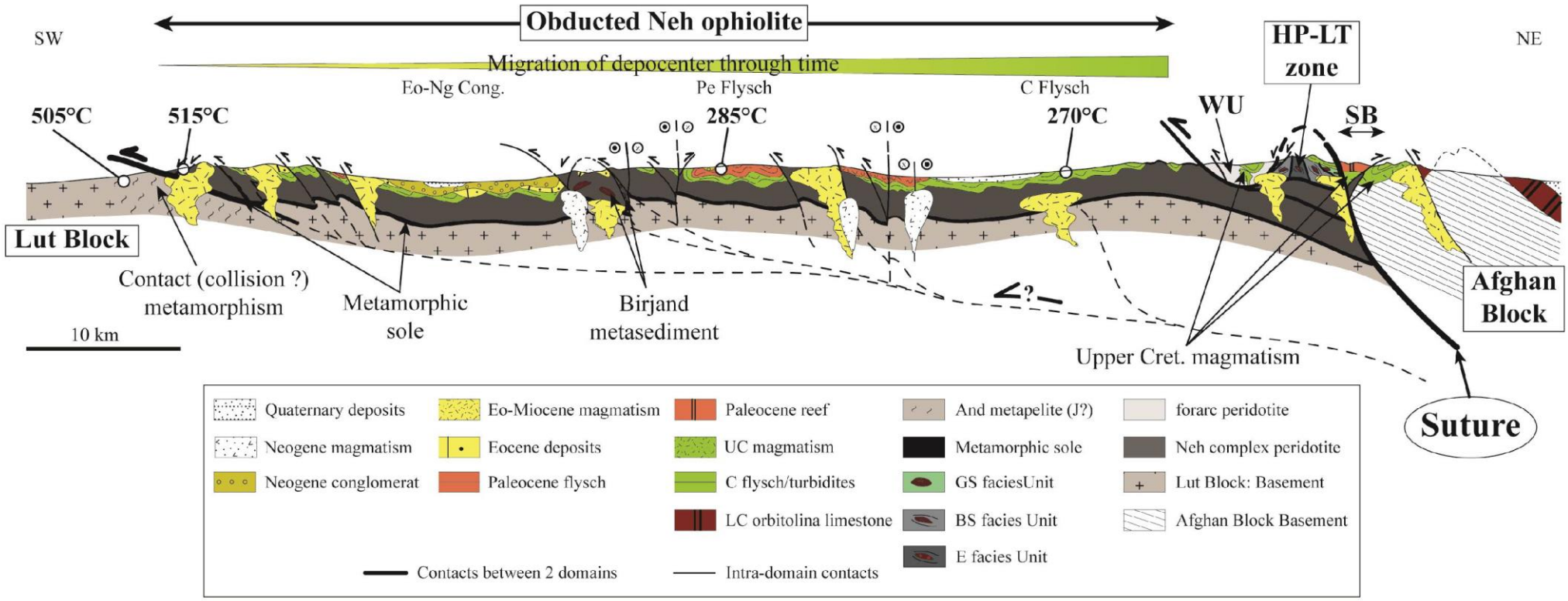


Figure 3.3 : Coupe géologique synthétique du N-Sistan

3.3. Les cibles d'étude

La structure générale de l'orogène étant posée, les principales cibles de cette étude vont pouvoir y être localisées ainsi que les objectifs de leur étude. Les chapitres suivant reprendront en grande partie les cibles définies ci-dessous :

- Les bassins sédimentaires (Chapitre 5) qui comprennent le bassin de Sefidabeh et les trois bassins successifs déposés sur l'ophiolite obductée. Les successions sédimentaires seront uniquement rappelées car elles ont été décrites en détail dans les études précédentes (Tirrul et al., 1983; Maurizot et al., 1990a, 1990b) bien qu'une campagne pour raffiner les âges biostratigraphiques serait nécessaire. Notre approche sur les bassins sera d'estimer leurs conditions d'enfouissement pour déterminer s'ils ont été métamorphisés ou non. L'autre volet consiste en une détermination des sources d'alimentation détritiques au cours du temps de ces bassins en se basant sur les compositions minéralogique et géochimique des roches clastiques qu'ils contiennent.
- L'ophiolite du complexe de Neh (Chapitre 6) dont l'étude vise à répondre à deux questions principales. En quoi ce fragment d'ophiolite peut-il nous renseigner sur le mode de fonctionnement de l'océan du Sistan et comment ce fragment de lithosphère océanique s'est-il mis en place sur le domaine continental du bloc du Lut ?
- La zone de suture au sens large (Chapitre 7) dont l'étude sera orientée autour de deux types d'objets principaux : les roches métamorphiques de HP-BT et les roches magmatiques d'arc qui constituent les témoins privilégiés du fonctionnement de la zone de subduction.

Enfin, le Chapitre 8 intégrera l'ensemble de ces données pour proposer une évolution géodynamique révisée de la formation de la chaîne du Sistan.

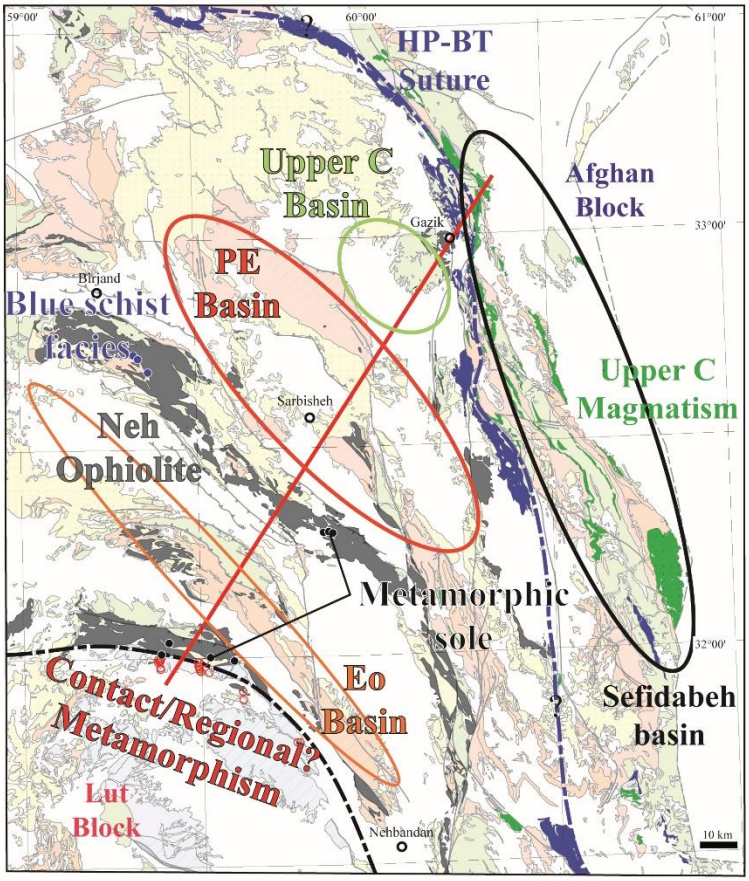


Figure 3.4 : Localisation des principales cibles étudiées ou en cours d'étude.

4. Investigation de la déformation cassante et détermination de l'évolution récente de l'orientation des contraintes principales

4.1. Préambule

Les deux paragraphes suivants correspondent à un résumé en francais puis à l'article correspondant publié dans la revue *Tectonics* qui apporte un éclairage sur les variations d'orientation de la contrainte princiaple horizontale lors des derniers incréments de déformation Mio-Pliocène du Sistan.

Plus de 500 failles ont été mesurées sur 46 sites répartis dans tout le Nord Sistan du bassin de Sefidabeh au complexe du Neh sur des roches datant du Crétacé supérieur au Plio-Quaternaire. L'inversion tectonique effectuée par la méthode Angelier a permis de déterminer l'orientation des contraintes principales et le rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes (rapport Φ) pour chaque site.

Sur la base de l'orientation de la contrainte principale (σ_1), nos résultats peuvent être répartis en trois groupes : (1) un groupe présentant un régime décrochant avec σ_1 d'orientation N 087° affectant des roches du Cétacé supérieur à l'Oligo-Miocène ; (2) un groupe présentant des régimes compressif ou décrochant avec σ_1 d'orientation N059° affectant des roches du Crétacé supérieur au Pliocene et (3) un groupe présentant des régimes compressif ou décrochant avec σ_1 d'orientation N026° affectant des roches du Crétacé supérieur au Plio-Quaternaire. Nos résultats indiquent une rotation antihoraire de ~65° de l'orientation de σ_1 en une dizaine de million d'années au niveau du Nord Sistan.

La comparaison de ces résultats avec les études précédentes de détermination de l'orientation des contraintes à l'échelle de d'Iran montre que l'orientation de la contrainte principale est actuellement relativement homogène à travers tout l'Iran. Cela indique très probablement un transfert de contrainte depuis la collision du Zagros sur prêt de 1 000 km à travers la croûte ou la lithosphère iranienne. A l'inverse, l'orientation Miocène de σ_1 montre une grande dispersion à travers l'Iran. L'orientation de σ_1 au Miocène terminal-Pliocène dans le Zagros, l'Alborz et le Sistan est relativement proche mais très différente de celle par exemple

du Kopet Dagh. Il y aurait donc en Iran, une réorganisation progressive de l'orientation de σ_1 aboutissant à son homogénéisation au Plio-Quaternaire. La cause possible pourrait être le renforcement de la collision au niveau du Zagros depuis une dizaine de million d'années.

4.2. Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics

Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics

Published in *Tectonics*

Michael Jentzer[1], Marc Fournier[1], Philippe Agard[1,2], Jafar Omrani[3], Mohammad Mahdi Khatib[4], Hubert Whitechurch[5]

[1]Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 place Jussieu 75005 Paris, France

[2]Institut Universitaire de France, 75005 Paris, France

[3]Geological Survey of Iran, Mehraj Bd., Tehran, Iran

[4]Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

[5]Université de Strasbourg, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe, Institut de Géologie, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France

Key points: Palostress, Neogene, Sistan, Iran

4.2.1. Abstract

We conducted a stress field analysis of the northern part of the ~700 km-long north-south trending, seismically active Sistan orogenic belt of Eastern Iran formed as a result of the closure of a branch of the Neo-Tethys during the early Cenozoic. Fault kinematic data reveal drastic changes in the stress regime of Eastern Iran during the late Cenozoic, with three successive directions of compression (σ_1), from 90°N during the middle-late Miocene to 60°N during the late Pliocene and 25°N during the Plio-Quaternary, thereby evidencing a counterclockwise rotation of about 65° of σ_1 in less than 10 My. As shown by compilation of paleostress data, Plio-Quaternary direction of compression in Sistan coincides with the one recorded across the whole of Iran and with present-day Arabia-Eurasia convergence direction. This result suggests effective stress transfer from the Zagros collision and that Sistan is at present mechanically coupled and shortened along with the rest of the Iranian crust/lithosphere. By contrast, Miocene compression is markedly different in the Iranian hinterland (e.g., Sistan, Central Iran and Kopet Dagh) and in the Zagros orogen. This could tentatively be related to the end of Sistan collision and/or to the imprint of active deformation occurring further to the east. The intermediate late Pliocene compression (i.e., 60°N) could correspond to the progressive reorientation of the stress regime, as Sistan gets mechanically coupled to the Zagros collision.

4.2.2. Introduction

Characterizing stress regimes and trajectories in the lithosphere is a major challenge in Earth science. Motivation arises from the assessment of geological hazard, as well as from understanding the mechanical behavior of rocks and deciphering tectonic processes at various scales through time. Reconstructing the tectonic history of mountain belts especially requires the knowledge of the successive local and regional directions of shortening through time. Fractures are the most common response of brittlely deformed rocks submitted to tectonic stresses and are therefore classical and reliable indicators of palaeostress/strain patterns in sedimentary rocks.

Progressive closure of the Neo-Tethyan ocean led to the building of numerous mountain belts from the Alps to the Himalayas (Tapponnier et al., 1981; Dercourt et al., 1986). In Iran, collision was responsible for the formation of the Zagros and Alborz mountains, build-up of the Iranian plateau and further inland, in eastern Iran, for the formation of the Sistan moutain belt (Figure 4.1; Stöcklin, 1968; Tirrul et al., 1983; Agard et al., 2011).

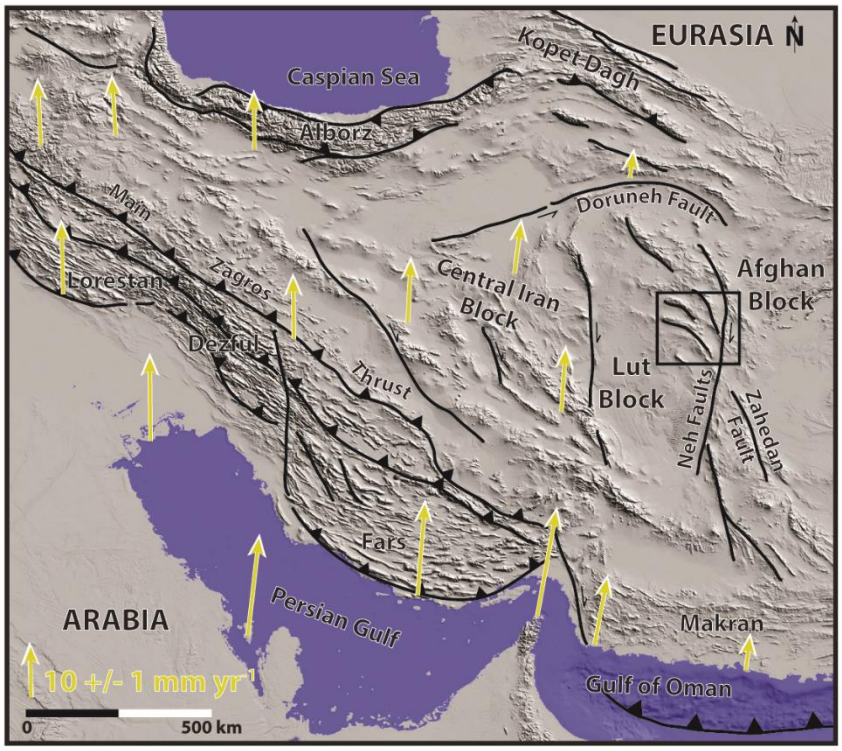


Figure 4.1. Location of the north Sistan orogenic belt (black square) and main Iranian belts. The Zagros belt is made up of the Lorestand, Dezful and Fars provinces. Arrows show GPS motions relative to stable Eurasia (Vernant et al., 2004)

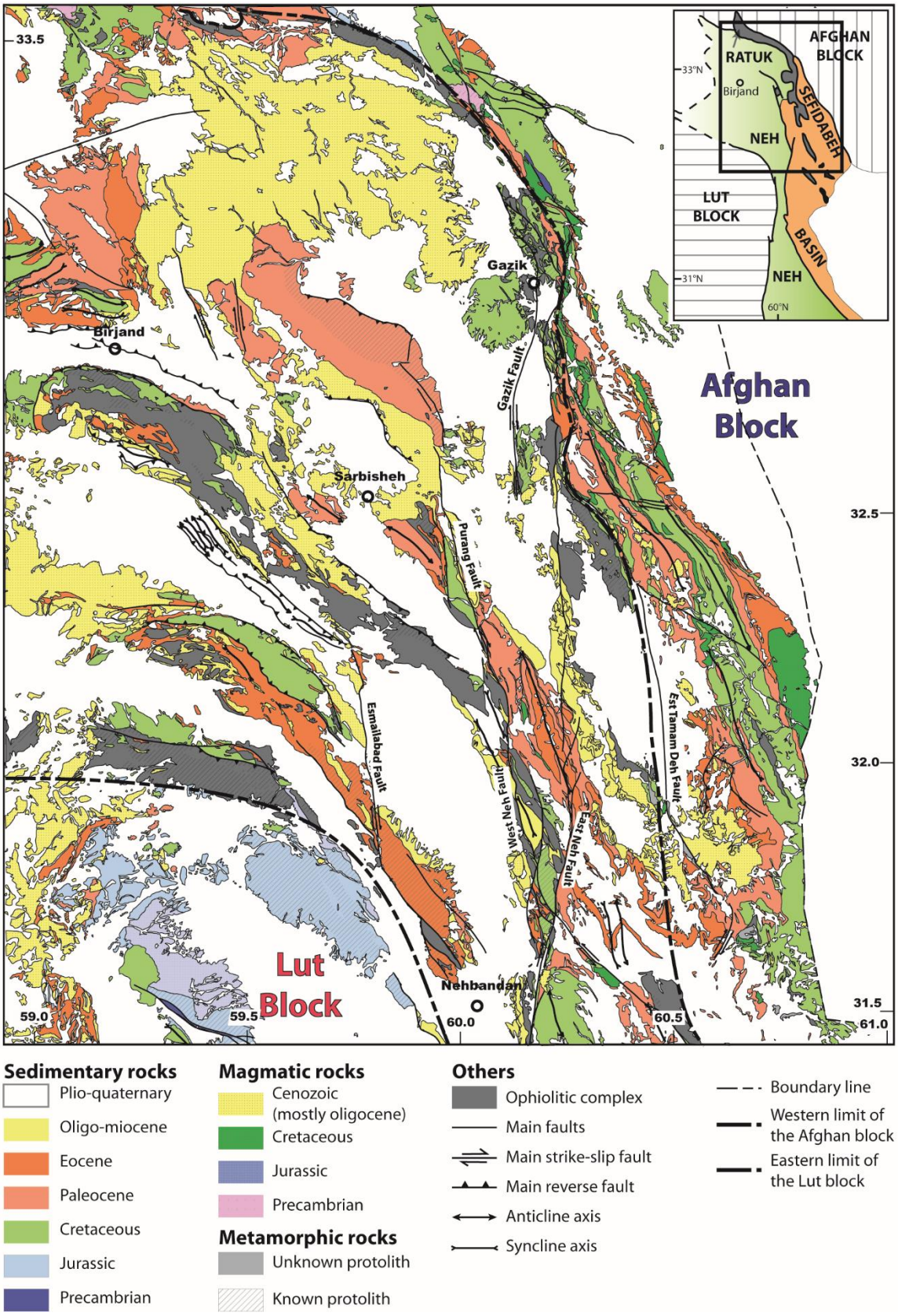


Figure 4.2. Geological and structural map of north Sistan domain.

The Sistan belt stretches N-S along ~700 km at a high angle to adjacent mountain belts (Figure 4.1). It is characterized by a wealth of preserved Mesozoic ophiolites (Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012a), large-scale Cenozoic basins (Tirrul et al., 1983), profuse Cenozoic magmatism (Camp and Griffis, 1982; Pang et al., 2012, 2013) and varied metamorphic rocks, including high-pressure low-temperature relicts (HP-LT; Fotoohi Rad et al., 2005; Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013). The Sistan belt results from the closure of a small oceanic branch of the Neo-Tethys ocean during the Cenozoic.

The tectonic and geodynamic evolution of Sistan was little studied, except for pioneering geological studies across the "Sistan Suture Zone" dedicated to regional mapping (Freund, 1970; Tirrul et al., 1983). More recent studies mainly focus on active tectonics, deformation rates and seismic hazard assessment (Berberian et al., 1999, 2000; Vernant et al., 2004; Walker and Jackson, 2004; Walker and Khatib, 2006; Farbod et al., 2016). The purpose of the present paper is to provide constraints on the stress field evolution in the Sistan belt during the late Cenozoic. Paleostress fields are established by inversion of fault-slip data sets in sedimentary rocks. Our study supplements for a key region, the eastern part of Iran, the tectonic evolution previously established with the same method in the Zagros and Makran mountains. The compilation of Iranian paleostress studies allows us to propose a model of intraplate stress transfer throughout the Iranian crust during the Cenozoic. Unlike the Zagros, however, little is known about the paleostress field in this region and its evolution through time.

4.2.3. Geological setting

1. Overall architecture of the Sistan belt

The Sistan belt was mapped in 1977 and 1978 at 1 : 50.000 scale, as a part of an extensive regional mapping and mineral exploration program undertaken by the Geological and Mineral Survey of Iran. The main observations and conclusions were published in Tirrul et al. (1983), and only the main conclusions are recalled here. Based on lithostratigraphic and structural studies and age determinations, these authors suggested that the belt could be divided into five main units (Figure 4.2):

The (1) Lut and (2) Afghan continental blocks, where NeoProterozoic to Paleozoic basement and granulite facies metamorphic rocks are exposed (Stöcklin, 1968; Nadimi, 2007;

Bagheri and Stampfli, 2008). On top of this basement, Jurassic series and Cretaceous Orbitolina limestones (Barremian to Aptian) were deposited. These sedimentary rocks are mildly affected by deformation occurring during the Sistan belt formation. The (3) Neh Complex comprises weakly metamorphosed ophiolites and ophiolitic mélanges together with low grade metasedimentary rocks of Senonian to Maastrichtian age. By contrast, the (4) Ratuk Complex is characterized by the presence of highly deformed, and locally metamorphosed under HP-LT conditions, ophiolitic mélange and metasediments (of similar Senonian to Maastrichtian age; Babazadeh and De Wever, 2004). The (5) Sefidabeh basin, overlying both the Ratuk and Neh complexes, consists of Senonian to Eocene turbiditic or molassic deposits and was interpreted as a fore-arc basin.

2. Tectonic evolution of the Sistan orogen

The Sistan belt displays a complex imbrication of thrust sheets, with rocks of various origins, variably deformed and metamorphosed. Peridotites, serpentinites, gabbros and leucogabbros, dolerites, basalts and radiolarites represent remnants of the lithosphere of the Sistan oceanic basin and its pelagic sedimentary cover (Camp and Griffis, 1982; Moazzen et al., 2006). Biostratigraphic dating of radiolarites yielded early Aptian to late Albian ages (Babazadeh and De Wever, 2004). Radiometric U-Pb dating of zircons from oceanic leucogabbros yielded an Albian ages between 107 ± 1 and 113 ± 1 Ma (Zarrinkoub et al., 2012), while K-Ar dating of amphiboles from oceanic gabbros yielded an Aptian age of 124 ± 11 Ma (Delaloye and Desmons, 1980), suggesting that the Sistan oceanic basin was widely opened by the mid-Cretaceous. Some authors (e.g., Berberian and Berberian, 1981) proposed that the Sistan basin opened as a back-arc basin above the Zagros subduction zone, which was already active at that time (Agard et al., 2011). The Sistan ocean opened between two microcontinental blocks, the Lut block to the west and the Afghan block to the east, although its exact orientation is still somewhat speculative (Figures 5.1 and 5.2; Barrier and Vrielynck, 2008; Saccani et al., 2010). Rifting between the Lut and Afghan blocks may have started during the early (to middle) Cretaceous (Delaloye and Desmons, 1980; Babazadeh and De Wever, 2004), as for Sabzevar or Nain-Baft micro-oceans (Moghadam et al., 2009; Agard et al., 2011; Shafaii Moghadam et al., 2014). A recent paleomagnetic study (Mattei et al., 2015) shows that Central Iran (defined by the Yadz, Tabas and Lut blocks) suffered a homogeneous counterclockwise rotation of about

30° between the late Jurassic to the early Cretaceous supporting the idea of a coherent Central Iranian block at that time.

Radiometric Rb-Sr (on phengite and glaucophane from height samples), ^{40}Ar-^{39}Ar (on phengite coming from five samples) and U-Pb (on four samples zircons) dating on metamorphics rocks of the Sistan suture zone yielded an homogeneous Coniacian age between 85 and 87 Ma for the high pressure parageneses (Bröcker et al., 2013). The (probably est-vergent) subduction of the Sistan oceanic basin was thus already active in the late Cretaceous. The deposition of a thick series of late Cretaceous to Paleocene flysch accords with this geodynamic scenario (Figure 4.3).

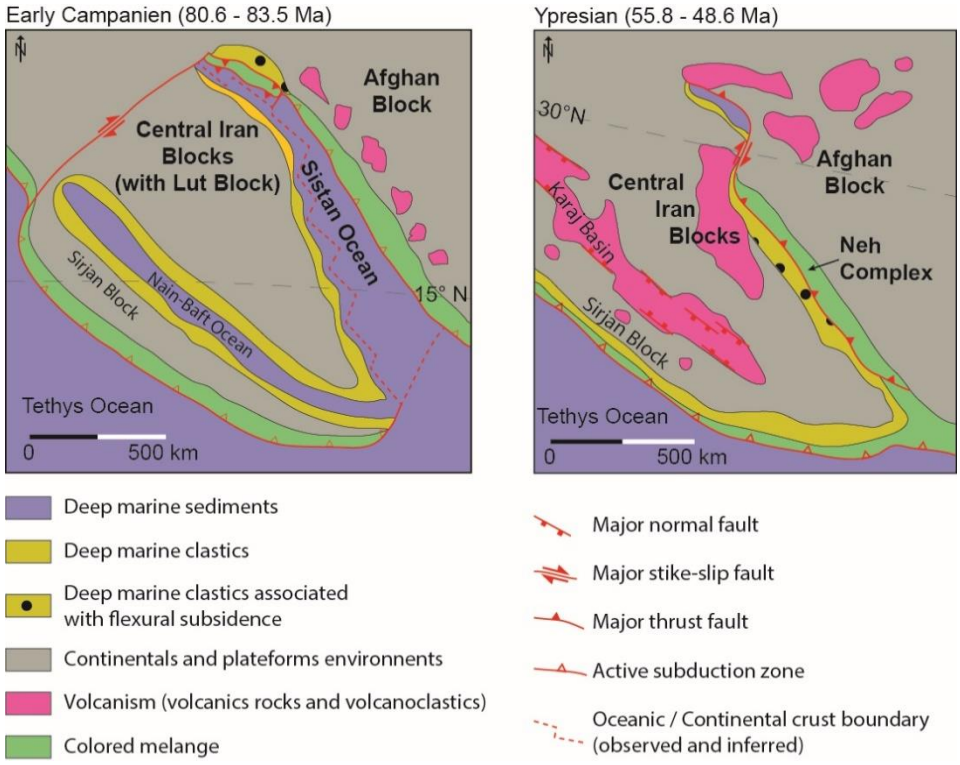


Figure 4.3. Tectonic Plates reconstruction for the Central Iran in early Campanian and Ypresian (Modified from Barrier and Vrielynck, 2008).

Compared to the older, slightly metamorphosed Paleocene flysch deposits, Eocene deposits are unmetamorphosed, coarser-grained and more proximal (Figure 4.4) molasses-type sediments, indicating that collision probably started during the Eocene. Voluminous syn to post-collisional Cenozoic magmatic rocks (volcanic to sub-volcanic rocks, essentially), emplace over the Lut block and part of the Sistan suture zone (including ophiolitic units; Camp and Griffis, 1982). These magmatic rocks are mildly deformed. Age constraints for these magmatic rocks span the mid-Eocene (46 Ma, on Ar-Ar dating) to the late Oligocene (25 Ma

Ar-Ar whole rocks dating; Pang et al., 2013). This magmatism has been interpreted as the result of the delamination of the lithospheric root during the collision (Pang et al., 2013).

Relatively minor shortening occurred during Miocene times (see below), while paleomagnetic data indicate that counterclockwise rotation (by ~35°) resumed in Central Iran since the middle to late Miocene (Mattei et al., 2012, 2015). The Sistan suture zone is still tectonically active at present, as shown by several morphologic indicators (e.g., shifts of river waterways) and by instrumental seismicity and paleoseismicity studies of strike-slip faults (e.g., N-S right lateral faults and their left-lateral conjugates associated with NW-SE reverse faults; Berberian et al., 2000; Walker and Khatib, 2006; Figures 4.1 and 4.2).

3. Cenozoic deformation stages recorded in Sistan sedimentary rocks

During the 90's, 1 : 50 000 scale maps were merged into 1 : 250 000 scale maps. In order to have a synthetic view of all the northern part of the Sistan belt, we have grouped and homogenized together six of these 1 : 250 000 scale maps (Birjand, Dehsalm, Gazik, Qayen, Shahrakht and Zabol) to obtain a structural map, showing the main faults and folds axes (Figure 4.2).

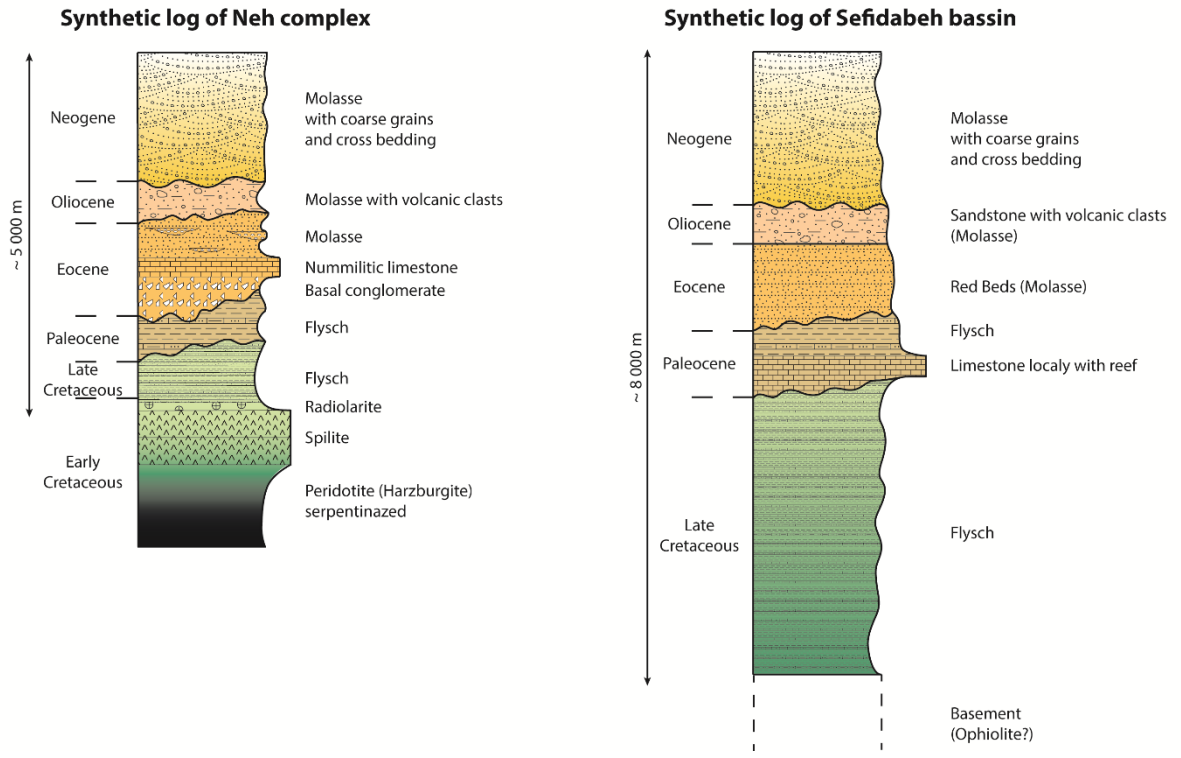


Figure 4.4. Synthetic logs of Neh complex and Sefidabeh basin.

In the Sefidabeh basin three stages of deformation had been described (Camp and Griffis, 1982). The (1) oldest stage is marked by the presence of approximately E-W trending axis folds. These folds are re-folded by smallest N-NW trending folds and dissected by conjugate strike-slip faults. (2) During the second stage, early Eocene sedimentary rocks were strongly deformed whereas early Miocene subvolcanic rocks (23.3 +/- 6.2 Ma by K-Ar on amphibole; Tirrul et al., 1980) were much less deformed. Noteworthily, the top of the Eocene is an important unconformity (Freund, 1970) and Oligocene deposits are also much less deformed than the Eocene ones (Tirrul et al., 1983). These two first deformation stages likely took place during the Eocene. The youngest (3) stage of deformation, inferred to be Plio-Pleistocene age, is marked by gentle NNE-SSW trending folds affecting Oligocene deposits and by the reactivation of N-S trending right-lateral strike-slip faults (e.g., East and West Neh Faults, Zahedan Fault, Figures 5.1 and 5.2). This stage was attributed to the indentation of Central Iran by the Arabian plate (Tirrul et al., 1983).

Offsets of rock markers (e.g., Cretaceous ophiolites) and displacements of river valleys were used to estimate maximum displacements along the major right-lateral strike-slip faults: 13 to 20 km on the Zahedan fault, 50 to 65 km on the Est Neh fault and around 10 km for the West Neh fault (Walker, 2006). Most of this deformation is probably Plio-Quaternary, based on hills formed in recent alluviums (Walker, 2006). Right-lateral strike-slip focal mechanisms are recorded along these active faults (e.g., 1998.04.10 and 1997.06.20 earthquakes; Berberian et al., 1999; Walker, 2006), associated with ENE-WSW compressional events like the 1987.11.24 earthquake which nucleated south of Birjand (Walker and Khatib, 2006). The present-day mean direction of compression ($\sigma 1$) is trending N10°E, i.e. parallel to the Arabia-Eurasia convergence measured by GPS (with ~25 mm/yr at the longitude 60°E; Vernant et al., 2004).

The aim of this study is to fill the gap between preliminary studies dealing with the overall structure of the Sistan Suture Zone and recent investigations of active tectonics in this region.

4.2.4. Analysis of fault-slip data

1. Measurement strategy and determination of stress regime

More than 500 striated fault planes and numerous associated tectonic joints were examined and measured in 46 localities, mainly in the Sefidabeh basin and the Neh complex (Table 4.1 and Figure 4.5; all data are available as supplementary material). To the extent possible, several sites were selected in each stratigraphic unit (Figure 4.4) in both Neh and Sefidabeh units. We also selected outcrops far from the main regional faults (N-S right-lateral strike-slip fault), which may locally disturb the stress field (e.g., Homberg, 1997). Based on the collection of fault-slip data (kinematic, strike, dip and striation for each fault, see supplementary material), the stress regime has been determined using an inverse method (Angelier et al., 1982; Angelier, 1984, 1990).

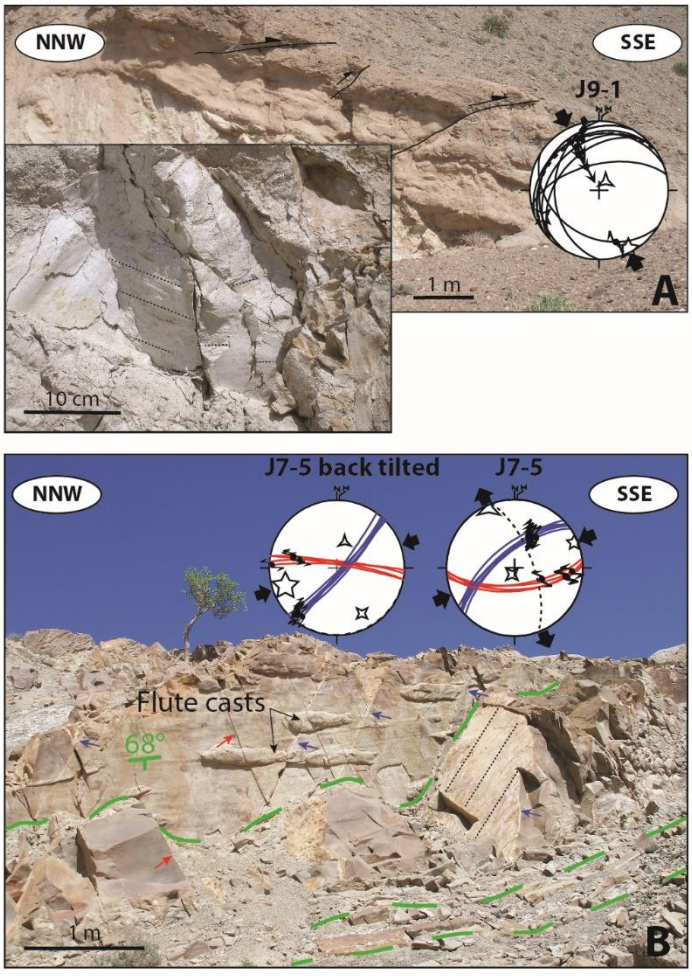


Figure 4.5. Examples of studied outcrops. A: Plio-quaternary conglomerate with recent faulting. B: Paleocene sandstone folded (stratification in green dash lines: N158-68E) with tilted faults.

The main aspect of this approach is to solve an inverse problem according to the Wallace-Bott's principle (Wallace, 1951; Bott, 1959). This inverse problem is to determine the stress tensor knowing the direction and the sense of slip on a statistically relevant number of faults. It was first solved by Carey and Brunier (Carey and Brunier, 1974) and followed by various subsequent methodological developments and improvements (Angelier, 1975; Armijo and Cisternas, 1978; Etchecopar et al., 1981; Angelier, 1984; Reches, 1987). Here, we used Angelier's software in direct inversion mode (INVD). This method assumes that the striation occurs in the direction of the resolved shear stress (the tangential stress, i.e., the projection of the applied stress on the fault plane) on each fault plane, the fault plane being the preexisting fracture. Inversion computes a mean best fitting deviatoric stress tensor from a set of at least four striated faults by minimizing the angular deviation between a predicted slip vector (maximum shear) and the observed striation (Carey, 1979; Angelier, 1984; Mercier et al., 1991) This method assumes that rigid block displacements are independent. Inversion results include the orientation (azimuth and plunge) of the principal stress axes of a mean deviatoric stress tensor (σ_1, σ_2, σ_3) as well as a stress ellipsoid shape parameter Φ ratio ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \leq 1$), where σ_1, σ_2 and σ_3 correspond to the compressional, intermediate and extensional principal stress axes, respectively. With both orientation of stresses axes and Φ ratio, the stress regime can be determined: (a) when σ_3 is vertical, the stress regime is purely compressional (PC in Table 5.1) when Φ ratio is close to 0.5 (between 0.75 and 0.25, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), radial compressional (RC in Table 5.1) when Φ ratio is close to 1 (between 0.75 and 1, $\sigma_1 \approx \sigma_2$) and transpressive (TP in Table 5.1) when Φ ratio is close to 0 (between 0.25 and 0, $\sigma_2 \approx \sigma_3$); (b) when σ_1 is vertical, the stress regime is purely extensional (PE in Table 5.1) when Φ ratio is close to 0.5, radial extensional when Φ ratio is close to 0 and transtensive (TT in table 1) when Φ ratio is close to 1; (c) when σ_2 is vertical, the stress regime is purely strike-slip (PSS in Table 5.1) when Φ ratio is close to 0.5, transtensive when Φ ratio is close to 1 and transpressive when Φ ratio is close to 0. Inversion results are generally considered reliable if 80% of the angular deviations between predicted slip vector and the observed striations are less than 22.5° in average.

For a few outcrops (J6-4, Si-14b-1, Si-14b-7, and Si-14b-16), the inversion results are poorly constrained because the geometry and kinematics of the faults are too similar (open arrows in Figures 5.6 to 5.9; Angelier, 1990).

When fault-slip data are too complex to be interpreted by a single stress tensor because of a mechanical incompatibility, generally due to superimposed tectonic events, we separated homogeneous fault subsets based on both fault orientation and striation. An inversion was performed for each subset and labelled with a or b suffix (e.g., sites Si-14b-3a and b, Si-14b-14a and b) if reliable.

Moreover, in folded areas, it is necessary to determine the timing of faulting relative to folding and subsequent bed tilting (Yamaji et al., 2005). Faults may have formed before, during, or after folding. Following (Anderson, 1942), we assume that away from major fault zones, one of the three principal stress axes of a tensor is generally vertical (Bergerat, 1987; Fabbri, 2000; Fournier et al., 2008). Whenever a fault set forms before folding and is secondarily tilted with the bedding, the tensor calculated on this set does not display a vertical axis, yet one of the stress axes is found perpendicular to bedding (the two others lying within the bedding plane). In such a case, the fault system can be interpreted after back-tilting to its initial position. One example of back-tilting is presented in figure 4.5. In site J9-1 (Figure 4.5a), where conjugate reverse faults gently crosscut dipping strata of Plio-Quaternary conglomerates (10° dip), back-tilting is not necessary, contrary to site J7-5 (Figure 4.5b), where conjugate strike-slip faults crosscut steeply dipping strata of Paleocene sandstones (~70° dip) with flute casts, making back-tilting necessary. In this particular example, back-tilting does not change so much the direction of σ_1, but this is not the case in general (e.g., J10-2b, J11-10).

The chronology between the various stress tensors is based on the age of the faulted deposits. Results are presented from the youngest to the oldest deposits.

2. Fault slip analysis across the successive deposits

Fault data were collected in the following units (Table 4.1; Figure 4.6):

1) Eighteen outcrops in Plio-Quaternary conglomeratic rocks. They show dominantly reverse and strike-slip faults and the corresponding stress regime is, with mainly pure compression (n= 9) or transpression (n=6), even if two pure strike-slip regimes and one with radial compression were also found (Table 4.1). Based on the direction of the maximum horizontal stress (σ_1), two subsets were separated: one with σ_1 around N25°E (blue arrows in Figure 5.6) and one with σ_1 around N60°E (red arrows). There are also two outcrops (J8-13 and

J9-1) showing a totally different direction of σ1 (black arrows in Figure 4.6), which are discussed in section 4.2.

2) Only few outcrops in Oligo-Miocene deposits provided reliable stress tensors (see Figure 4.2). Faults observed are mainly reverse, or strike-slip in one locality. The direction of σ_1 is around 25°N (blue arrow in Figure 4.6) or around 90°N (green arrow).

3) Four outcrops of Eocene age (three in carbonates and one in conglomerates). The stress regime is purely compressional or transpressive. σ_1 strikes either around 25°N or 60°N.

4) Sixteen outcrops in Paleocene in carbonate and flysch. These corresponding stress regimes are transpressive, transtensive, purely strike-slip and purely compressional, with a direction of σ_1 compatible with one of the three directions previously defined (see the color of the arrows).

5) Four outcrops of Cretaceous in sandstone and flysch. Faults observed are mainly strike-slip and stress regimes purely strike-slip or transpressive. The direction of σ_1 is always compatible with one direction previously defined (see the color of the arrows).

Table 4.1. Trend and Dip of Principal Stress Axes Computed From Fault Slip Data[a]

Site	nT	*n*	Formation	Age	σ1 Strike, Dip (deg)	σ_2 Strike, Dip (deg)	σ_3 Strike, Dip (deg)	Φ	SR	RUP (%)	ANG (°)	Q	Latitude (°N)	Longitude (°E)
J6-1	6	6	Conglomerate	Quaternary	209, 12	119, 02	019, 77	0.68	PC	15	5	B	32°16′56.7″	59°43′16.5″
Si-14b-16	20	20	Conglomerate	Quaternary	017, 00	287, 12	108, 78	0.68	PC	11	4	A	32°12′54.8″	60°03′56.2″
Si-14b-18	15	15	Conglomerate	Quaternary	197, 06	106, 12	313, 77	0.52	PC	22	9	A	32°13′08.0″	60°03′56.1″
Si-14b-29	8	8	Conglomerate	Quaternary	210, 06	119, 12	324, 76	0.44	PC	20	5	A	32°50′40.6″	59°19′47.5″
Si-14b-31	9	9	Conglomerate	Quaternary	214, 02	123, 17	311, 73	0.12	TP	35	9	B	32°48′21.5″	59°25′04.4″
Si-14b-6	6	6	Conglomerate	Quaternary	029, 02	298, 22	124, 68	0.11	TP	29	8	B	32°52′06.4″	59°16′28.1″
Si-14b-7	7	7	Conglomerate	Quaternary	204, 02	294, 05	089, 85	0.64	PC	11	6	B	32°07′05.4″	60°01′44.2″
Si-16-01	19	19	Conglomerate	Quaternary	204, 02	294, 11	101, 79	0.34	PC	19	7	A	32°35′53.7″	59°28′40.8″
J8-13	6	6	Conglomerate	Pliocene	297, 13	171, 68	032, 17	0.94	TP	22	7	B	31°54′06.4″	59°38′47.9″
J9-1	9	9	Conglomerate	Pliocene	154, 06	245, 12	037, 77	0.2	TP	13	11	B	31°38′01.9″	59°50′05.2″
J5-8	23	23	Conglomerate	Neogene	231, 00	141, 05	326, 85	0.65	PC	19	9	A	32°15′30.5″	59°47′16.0″
J6-2	6	6	Conglomerate	Neogene	073, 16	237, 74	341, 04	0.61	PSS	33	14	C	32°16′48.5″	59°43′20.1″
J6-4	5	5	Conglomerate	Neogene	047, 04	139, 29	311, 61	0.06	TP	15	3	A	32°20′53.3″	59°38′24.6″
Si-14b-20	24	24	Conglomerate	Neogene	052, 02	321, 14	150, 75	0.43	PC	32	12	A	32°41′49.8″	59°10′18.0″
Si-14b-22	7	7	Conglomerate	Neogene	232, 07	324, 16	119, 72	0.61	PC	9	8	B	32°29′50.3″	59°27′32.9″
Si-14b-28	4	4	Conglomerate	Neogene	069, 06	197, 81	338, 07	0.44	PSS	31	3	B	32°50′23.9″	59°19′40.3″
Si-14b-5	9	9	Conglomerate	Neogene	228, 16	136, 06	028, 73	0.8	RC	22	7	B	32°52′25.0″	59°14′02.2″
Si-14b-8	9	9	Conglomerate	Neogene	056, 19	148, 07	257, 70	0.08	TP	29	7	B	32°07′48.8″	60°02′37.7″
Si-14b-1	5	5	Sandstone	Oligo-Miocene	087, 18	219, 65	351, 18	0.59	PSS	17	6	B	31°51′52.7″	60°10′55.5″
Si-14b-2a	15	15	Sandstone	Oligo-miocene	089, 07	179, 02	285, 83	0.58	PC	33	11	B	31°52′11.5‴	60°11′32.3″
Si-14b-3a	17	17	Sandstone	Oligo-Miocene	198, 15	106, 07	350, 74	0.03	TP	25	11	A	31°53′20.5″	60°11′57.1″
Si-14b-3b	7	7	Sandstone	Oligo-Miocene	259, 14	165, 16	028, 68	0.71	PC	30	6	B	31°53′20.5″	60°11′57.1″
J4-4	5	5	Conglomerate	Eocene	250, 06	159, 06	023, 81	0.11	TP	16	4	B	32°21′15.6″	59°23′25.6″
J4-7	9	9	Carbonate	Eocene	023, 02	291, 52	115, 38	0.14	TP	24	4	A	32°18′45.4″	59°22′56.9″
J8-2	6	5	Carbonate	Eocene	247, 02	157, 02	027, 87	0.26	PC	33	10	C	32°04′13.9″	59°25′04.1″
J11-13	8	8	Carbonate	Eocene	353, 06	102, 73	261, 16	0.37	PSS	43	18	C	32°43′14.6″	59°17′36.6″
Si-15-3	8	8	Carbonate	Eocene	196, 14	286, 01	021, 75	0.58	PC	18	5	A	32°40′55.8″	59°21′11.0″
J7-4a	8	8	Carbonate	Paleocene	057, 51	257, 37	159, 10	0.5	PE	35	8	B	32°33′03.3″	60°22′34.9″
J7-5	10	10	Flysch	Paleocene	067, 06	202, 82	336, 06	0.77	TT	32	10	B	32°33′23.2″	60°22′53.1″
J7-6a	14	14	Carbonate	Paleocene	095, 32	261, 57	001, 07	0.6	PSS	14	6	A	32°34′55.8″	60°22′05.1″
J7-6b	15	15	Carbonate	Paleocene	061, 00	331, 10	151, 80	0.36	PC	28	8	A	32°34′55.8″	60°22′05.1″
J10-2a	11	10	Flysch	Paleocene	308, 14	111, 76	217, 04	0.82	TT	32	6	A	32°45′39.4″	59°53′00.2″
J10-2b	14	14	Flysch	Paleocene	237, 13	337, 38	131, 49	0.23	TP	36	15	B	32°45′50.6″	59°53′24.6″
Si-14-15	21	20	Carbonate	Paleocene	059, 21	245, 69	150, 02	0.9	TT	34	10	A	32°34′12.9″	60°23′20.0″
Si-14-24	17	17	Carbonate	Paleocene	223, 04	115, 76	314, 13	0.54	PSS	52	19	B	32°20′40.1″	60°30′32.8″
Si-14b-13	13	13	Flysch	Paleocene	084, 04	340, 74	175, 15	0.49	PSS	18	3	A	32°33′08.0″	60°23′10.1″
Si-14b-14a	14	14	Carbonate	Paleocene	263, 41	064, 48	165, 09	0.8	TT	21	10	B	32°33′01.1″	60°25′32.3″
Si-14b-14b	10	10	Carbonate	Paleocene	238, 01	147, 11	332, 79	0.18	TP	15	6	A	32°33′01.1″	60°25′32.3″
Si-14b-19	15	15	Carbonate	Paleocene	088, 35	253, 54	353, 08	0.16	TP	39	7	A	32°18′03.9″	60°04′11.3″
Si-14b-23	4	4	Carbonate	Paleocene	237, 40	055, 50	146, 01	0.52	PSS	32	6	B	32°17448.3″	60°29′43.5″
Si-14b-25	14	14	Carbonate	Paleocene	244, 12	335, 02	076, 78	0.11	TP	28	14	B	32°19′44.6″	60°34′50.2″
Si-15-1	9	9	Flysch	Paleocene	206, 07	299, 24	101, 65	0.52	PC	36	13	B	33°04′28.5″	59°40′16.3″
Si-15-2	12	12	Carbonate	Paleocene	218, 03	127, 05	335, 84	0.19	TP	41	13	B	32°02′38.4″	59°34′05.2″
J7-3-2	13	13	Flysch	Upper Cretaceous	018, 23	202, 67	109, 01	0.51	PSS	30	11	B	32°33′00.1″	60°22′34.4″
J11-10	7	7	Sandstone	Upper Cretaceous	244, 08	083, 82	334, 03	0.09	TP	31	9	B	32°44′50.3″	59°18′10.9″
J11-8	6	6	Flysch	Upper Cretaceous	225, 14	009, 73	133, 10	0.5	PSS	51	13	C	32°45′25.3″	59°22′42.9″
Si-14b-26	16	16	Sandstone	Upper Cretaceous	271, 20	052, 65	176, 14	0.38	PSS	30	9	A	32°22′31.6″	60°37′04.3″

[a]nT is the number of fault data measured. *n* is the number of fault data used for stress tensor calculation. σ_1, σ_2, and σ_3 correspond to the maximum, intermediate, and minimum principal stress axes, respectively. Φ is the ratio $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. SR is the stress regime with six types: (1) PC: pure compressional, (2) PE: pure extensional, (3) PSS: pure stike-slip, (4) RC: radial compressional, (5) TT: transtensive, and (6) TP: transpressive. RUP in per cent is a quality estimator parameter ("ratio upsilon") resulting from the INVD algorithm defined in *Angelier* [1990]. In average, if RUP ≤ 50, stress tensor is good; if 50 < RUP ≤ 75, stress tensor is acceptable; and if RUP > 75, stress tensor is not reliable [*Angelier*, 1990]. ANG is the average angle, in degrees, between slip vectors of all faults used and computed shear stress. Q is the quality ranking of the stress tensor calculated as in *Delvaux et al.* [1997]: (*n**(*n*/nT)/ANG). For Q > 1.5 stress tensor quality is good (A), for 1.5 ≥ Q > 0.5 stress tensor quality is medium (B), for 0.5 ≥ Q > 0.3 stress tensor quality is poor (C), and for Q ≤ 0.3 stress tensor is not reliable (D) [*Delvaux et al.*, 1997].

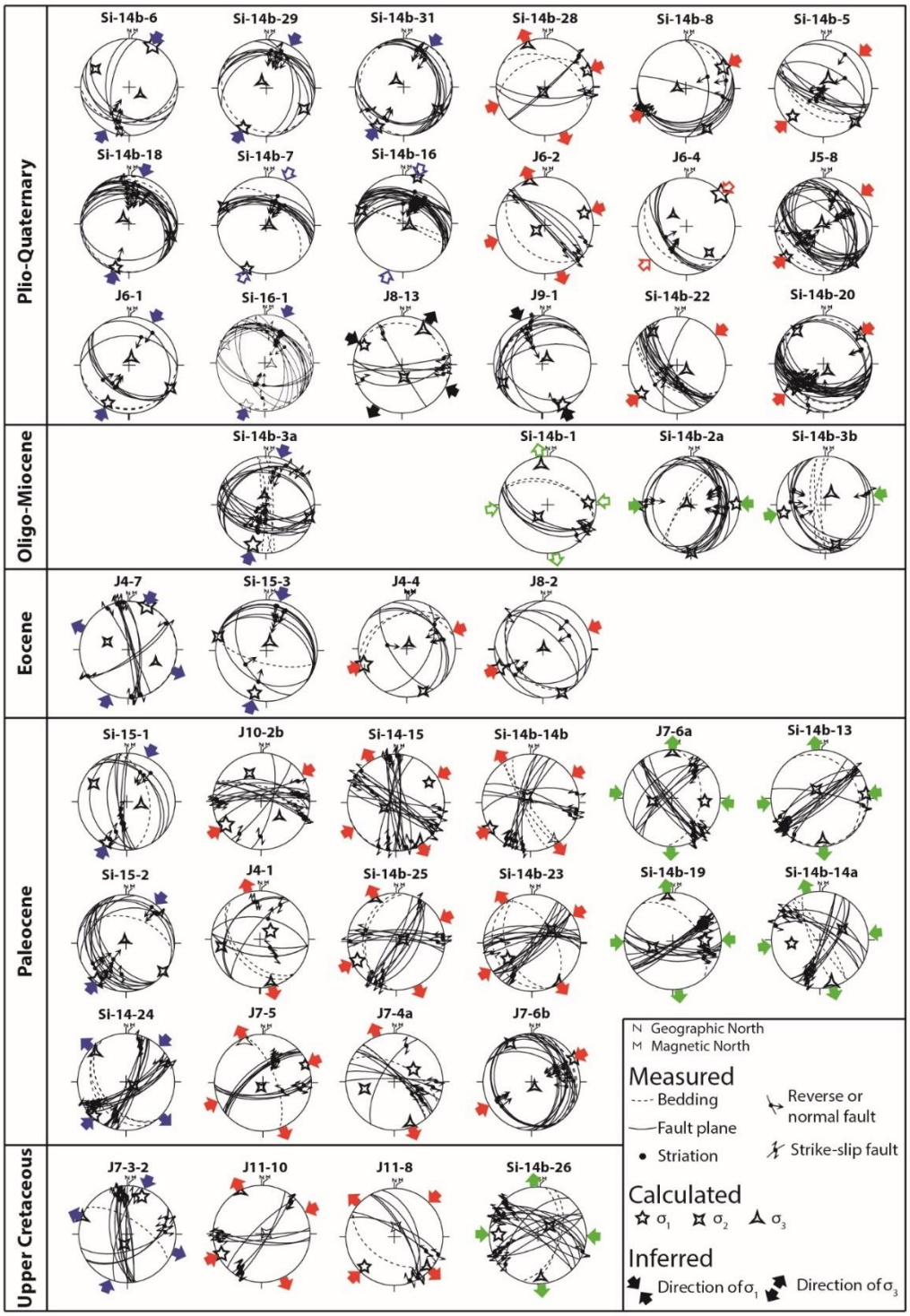


Figure 4.6. Synthesis of late Cenozoic brittle deformation in the northern part of the Sistan belt. Three successive directions of compression (σ_1) are identified: (1) a N90°E-trending compression during the middle-late Miocene (green arrows), (2) a N60°E-trending compression during the late Pliocene (red arrows), and (3) a N25°E-trending compression during the Plio Quaternary (blue arrows). Stereonets show fault slip data in equal-area lower hemisphere projection and arrows indicate the trend of the horizontal principal stresses computed (solid arrows) or inferred (open arrows). Stars in stereonets correspond to the principal stress axes: σ_1 (five branches), σ_2 (four branches), and σ_3 (three branches). Dashed line is for the bedding plane.

4.2.5. Interpretation and discussion

1. Data consistency and stress regime through time in the Sistan region

After inversion (and back-tilting of the stratification, whenever required), all data sets provide one horizontal σ1 axis and one vertical principal stress (Figure 4.6) indicating that the stress fields is Andersonian (Anderson, 1942). All data sets, however, do not pertain to a unique stress field. Based on the direction of the maximum principal stress σ_1 and on the age of faulted formations, three successive episodes of deformation can be recognized:

(1) The most recent one is characterized by two systems of reverse and strike-slip faults consistently indicating an average a 26°N ± 8° (standard deviation) direction of compression (σ_1). It was found in fifteen outcrops all around the studied area and affects Cretaceous to Plio-Quaternary strata (Figures 4.6, 4.7 and Table 4.1). Several arguments help to constrain the timing of this deformation between the late Pliocene and Present: (a) this stage of deformation was recognized in outcrops Si-14b-16 and Si-14b-18, which are located in the conglomeratic core of the late Pliocene to Pleistocene Chahkuh syncline (according to Porang geological map; Nabavi and Shahrabi, n.d.), and in outcrop Si-14b-7 located in the conglomeratic core of the similarly late Pliocene to Pleistocene Shurak syncline. Measurements in older sandstone strata from the rim of the latter syncline (outcrop Si-14b-8) yielded a different stress orientation (Figure 4.8); (b) in the Birjand anticline, the direction of compression σ_1 around ~25°N was observed only in late the upper Pliocene conglomeratic deposits (age deduced from radiometric dating on basalts interbedded with these sedimentary rocks, according to Gazik geological map; Fauvelet and Eftekhar-Nezhad, 1990), in contrast with the early Pliocene sandy deposits with more fine grains (according to Birjand geological map; Eftekhar-Nezhad and Vahdati Danesmand, 1991); (c) this compression direction is mechanically compatible with the one deduced for the major active faults reported in the area (N-S dextral strike-slip faults and NNW-SSE reverse faults; Figure 4.2; Berberian et al., 2000; Walker and Khatib, 2006); (d) this compression direction is consistent with the mean trend of compressional P axes of earthquakes focal mechanisms in north Sistan. This is shown by the equal-area projection of compression P and tension T axes for all fifteen earthquakes shallower than 30 km, which occurred between 1976 and 2015 (Figure 5.7, top right insert; source: Harvard centroid moment tensor catalog; Dziewonsky et al., 1981); (e) the direction of compression N25°E is close to the direction of GPS motions relative to stable Eurasia around N10°E (Figure 4.1); (f) finally, a similar orientation was found for the youngest microtectonic episode in Central Iran (e.g.; Navabpour

et al., 2007; Shabanian et al., 2010; Karagaranbafghi et al., 2012). We discuss how this late Pliocene to present-day deformation may be related to the Arabia-Eurasia convergence in section 4.2 below.

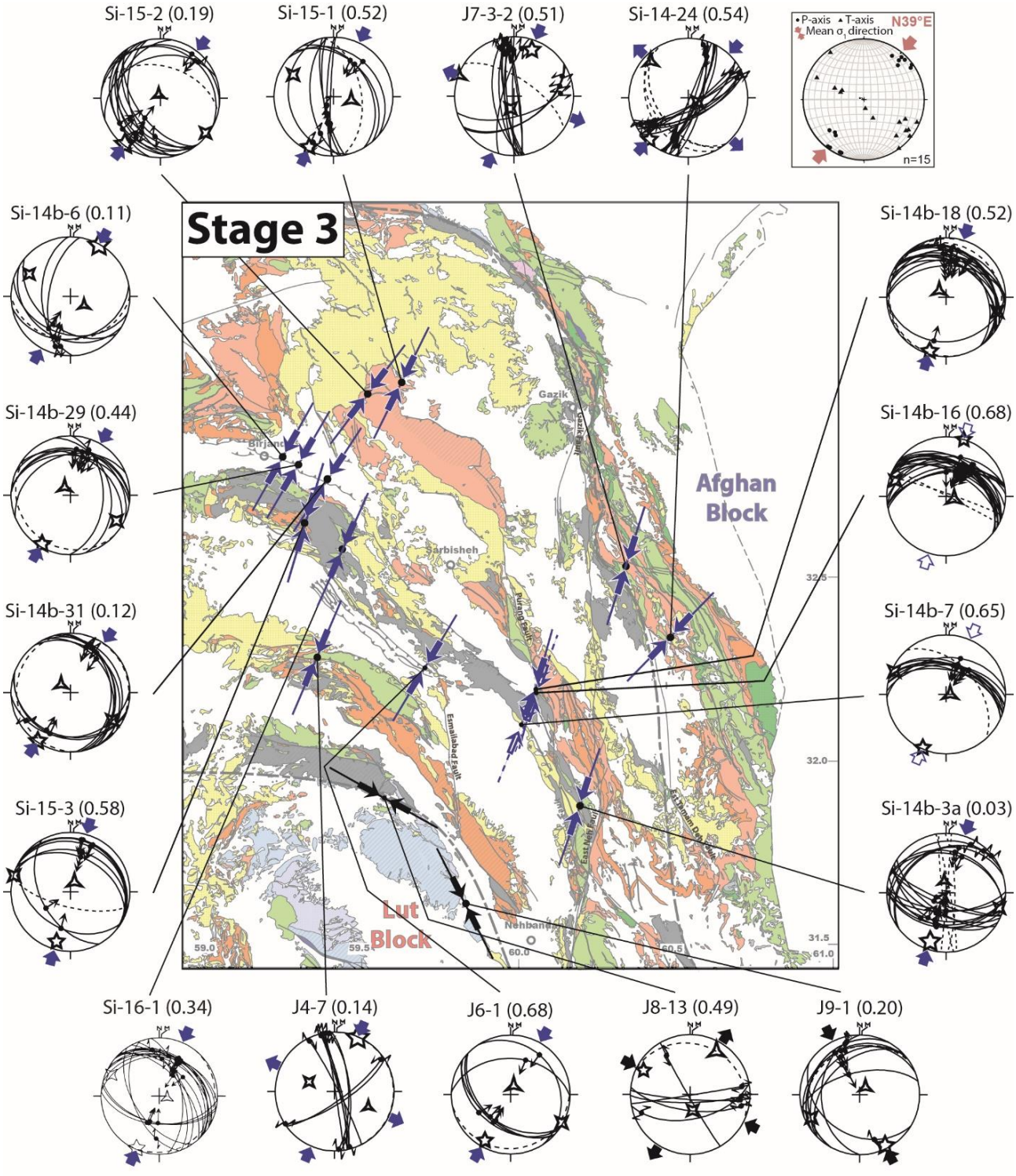


Figure 4.7. N25°E compression (on average) recorded in the upper Cretaceous to Plio-Quaternary formations of the Neh complex and Sefidabeh basin. Φ ratio is indicated near the site name (in bracket). Upper right insert shows equal-area projection of compression P and tension T axes of fifteen Harvard centroid moment tensor of earthquakes shallower than 30 km which occurred between 1976 and 2015 in North Sistan. All the focal mechanism are of the compressional or strike-slip type. All P axes are nearly horizontal and trend between N23°E and N56°E with a mean trend of N39°E (Dziewonsky et al., 1981; Marrett and Allmendinger, 1990; Allmendinger and Cardozo, n.d.).

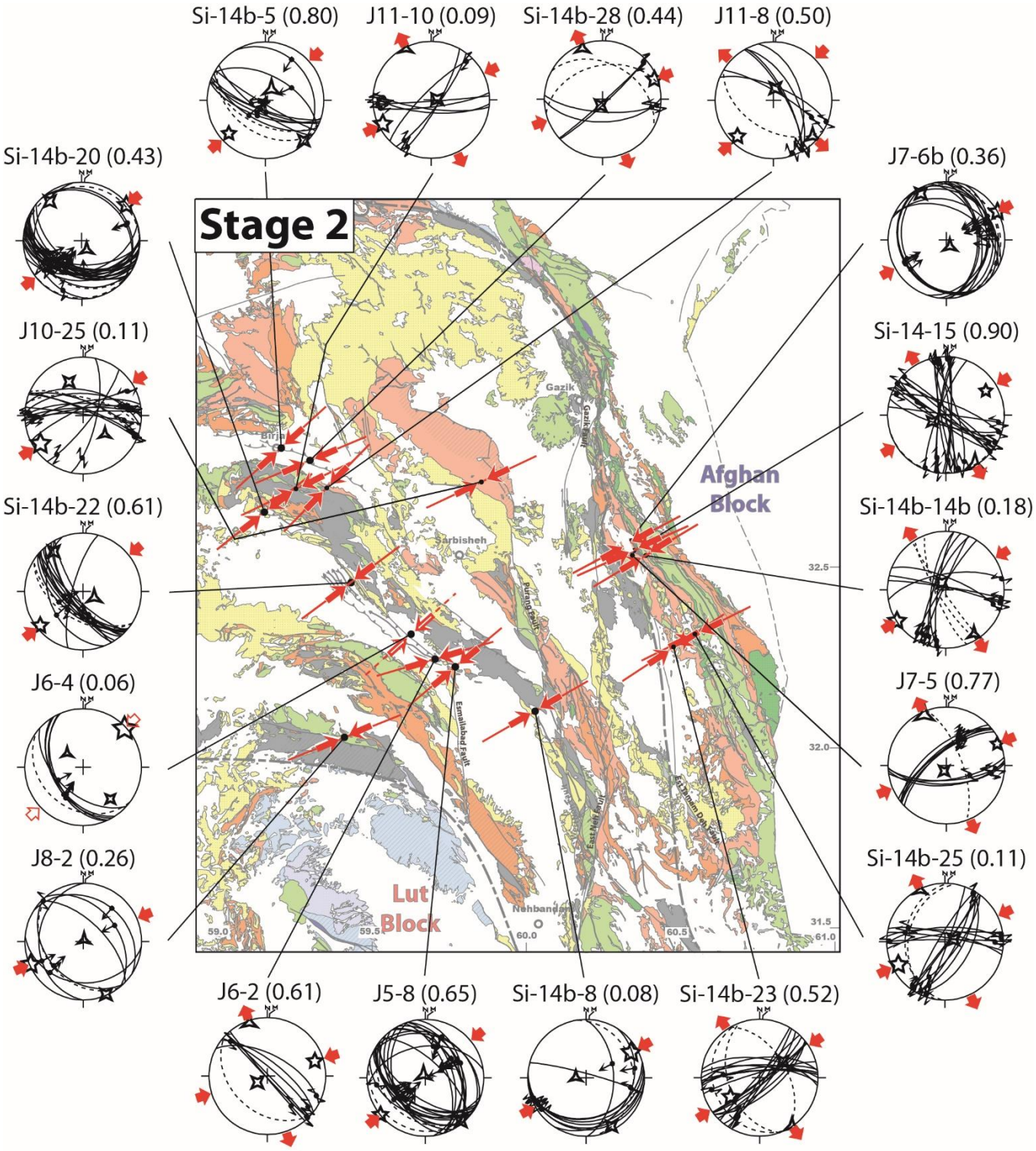


Figure 4.8. N60°E compression (on average) recorded in the upper Cretaceous to Plio-Quaternary formations of the Neh complex and Sefidabeh basin. Φ ratio is indicated near the site name (in bracket).

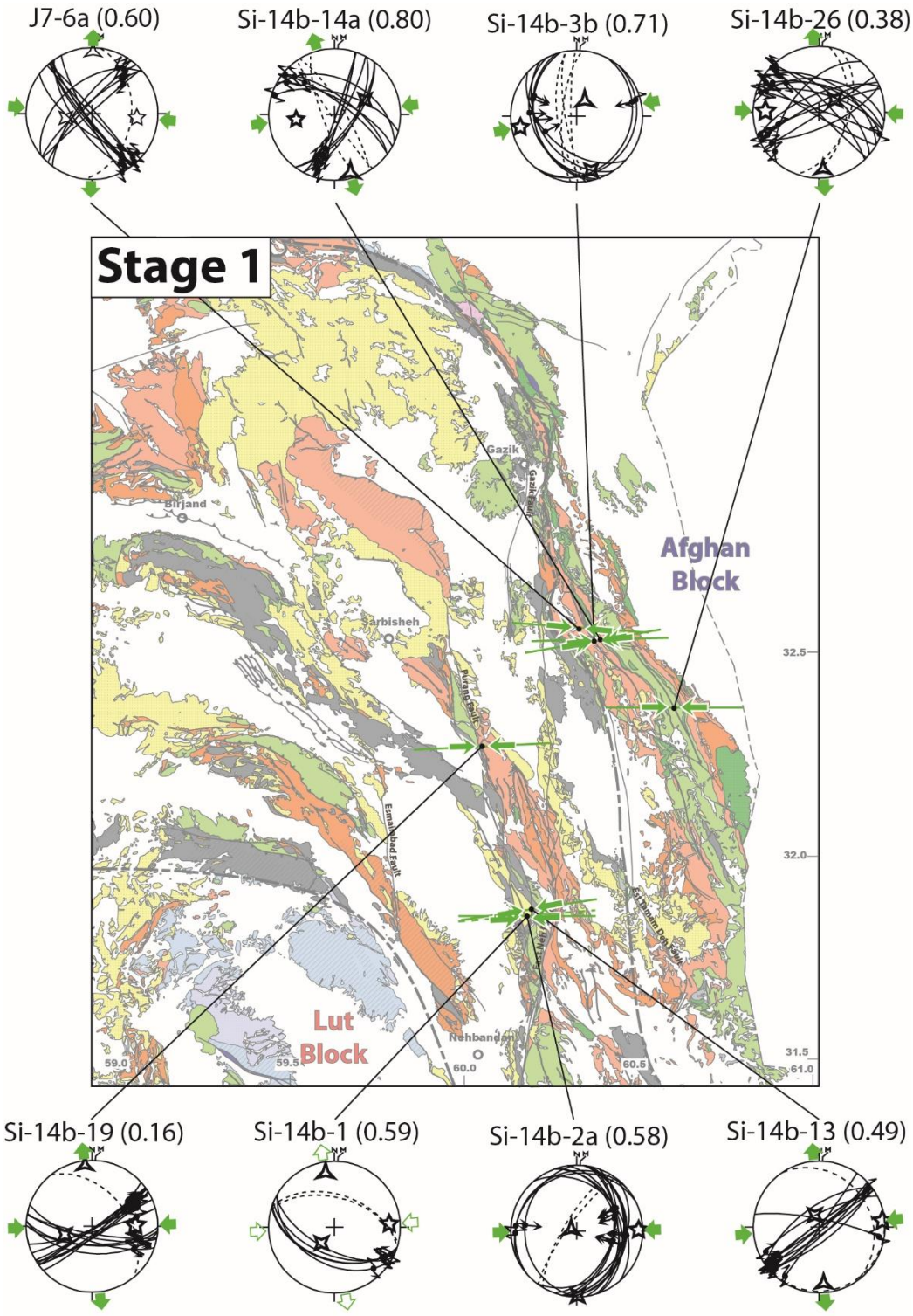


Figure 4.9. N90°E compression (on average) recorded in the upper Cretaceous to Miocene formations of the Neh complex and Sefidabeh basin. Φ ratio is indicated near the site name (in bracket).

(2) The second stage of deformation is characterized by two systems of reverse and strike-slip faults consistently indicating in average a 59°N ± 8° (standard deviation) compression. It is observed in twenty outcrops located over the whole area, within Cretaceous to Pliocene strata (Figures 4.6, 4.8 and Table 4.1). The youngest rocks affected by this deformation (outcrops J5-8; J6-2; Si-14b-05; Si-14b-8) are of late Pliocene age (Eftekhar-Nezhad and Vahdati Danesmand, 1991; Nabavi and Shahrabi, n.d.), advocating for a syn to post-late Pliocene deformation, slightly older than the one above.

(3) The third deformation stage is characterized by almost E-W compression (~87°N ± 5°; Figures 4.6, 4.9 and Table 4.1). It was documented in eight outcrops by two compatible systems of reverse and strike-slip faults, mainly in the east and south-east part of the studied area. It affects strata of Cretaceous to Oligo-Miocene age, suggesting that this deformation dates back to the late Miocene. The Oligo-Miocene series consists of brown to red continental conglomerates.

Two outcrops of Plio-Quaternary sediments on the edge of the Lut block (J8-13 and J9-1) show quite different orientations for σ1 (black arrows on Figures 4.6 and 4.7). This dissimilarity could hypothetically result from local rotations due to the activity of the major fault located at the boundary between the Lut block and the Neh complex.

It is also worth mentioning that we could not evidence brittle deformation older than the Neogene in the field. Although previous tectonic studies documented discrete Paleogene stages of deformation, at least two, in the Sefidabeh Basin (Freund, 1970; Tirrul et al., 1980; Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983), associated brittle structures (accommodating these deformations at small scale) have either not been observed or obliterated by the younger deformation described above.

To summarize, three distinct late Cenozoic compressional stages were recognized throughout the region: (1) an ~E-W compression, probably late Miocene, (2) a late Pliocene ENE-WSW compression and (3) an ubiquitous late Pliocene to present-day deformation stage striking almost NNE-SSW. This indicates that, within the last ~10-5 My, the main stress direction rotated about 60° counterclockwise in Sistan.

2. Paleostress regime across Iran during the late Cenozoic

Paleostress data (from fault analysis or calcite twins) as well as present-day stress field estimates (from earthquake focal mechanisms) are available for most of Iran due to a wealth of recent publications, particularly in the Zagros region (Authemayou et al., 2005, 2006; Lacombe et al., 2006; Aubourg et al., 2010; Lacombe et al., 2011; Navabpour and Barrier, 2012; Karagianni et al., 2015) and along the Doruneh fault (e.g., Farbod et al., 2011; Javadi et al., 2013, 2015). This information is compiled in figure 10. Most of the inferred orientations match at least one of the three stages reported in section 5.1 (Figures 4.6, 4.7, 4.8 and 4.9).

Figure 4.10a shows that the orientation of the maximum principal stress (σ_1) determined for the late Pliocene to Present is relatively homogenous across Iran, irrespective of data type, suggesting far field stress control (Zoback and Zoback, 1989) by the Arabia-Eurasia convergence. This is true for the Zagros (with a clear obliquity between σ_1 and the main tectonic structures), Central Iran, and also for the Sistan belt, and even for the Makran region where the last piece of Neotethys is presently subducting. Only in a few cases does the orientation of the main stress differ significantly, notably in Lorestan and in the Alborz, where compression is locally perpendicular to the main (E-W) tectonic structures and in the eastern part of the dextral strike-slip Doruneh fault where compression is more ENE-WSW, probably due to a complex geometry implying a small rigid block (Yazd Block; Farbod et al., 2011; Nozaem et al., 2013; Calzolari et al., 2016).

The orientation of σ_1 determined for the Miocene (in fewer places) is more variable in space (Figure 4.10b), with a marked contrast between the Zagros, on the one hand, and Iran's hinterland (Central Iran, Sistan and Kopet Dagh) on the other hand. This situation also contrasts with the second stage of deformation reported in section 4.1, likewise of late Pliocene age, for which compression is almost parallel to the one inferred for the Zagros (Figure 4.10c).

Except for east Alborz area where the stress evolution through time shows a clockwise rotation (Javidfakhr et al., 2011a, 2011b), most areas thus evidence a counterclockwise rotation of compression with time, from the Miocene to Present (Figure 4.10). The amount of rotation is higher in central and north-east of Iran than in the west and south regions (Makran and Zagros) where, in some places, the direction of compression remains unchanged during the Neogene (Authemayou et al., 2006). The amount of rotation is in fact probably underestimated for Central Iran and Sistan because paleomagnetic data indicate a ~35° counterclockwise block

rotation after the middle-late Miocene (with 20° achieved since 10 Ma; Mattei et al., 2012, 2015). This rotation is seemingly confined to these areas and does not extend to the Zagros, so that (i) compression may have been at right angle in Central Iran and Sistan with respect to Zagros during the Miocene and (ii) compression directions may have turned there counterclockwise by up to 110-120°.

Reorientation of compression in the Zagros was interpreted as recording local rotations of small crustal blocks along strike-slip faults (e.g., in the Fars domain; Lacombe et al., 2006) or the progressive reorientation of Arabia-Eurasia convergence during the Cenozoic (McQuarrie, 2003; Navabpour et al., 2007). The E-W direction of shortening in Central Iran during the Miocene can hardly be due to the Arabia-Eurasia convergence, especially if the 35° counter-clockwise rotation is taken into account.

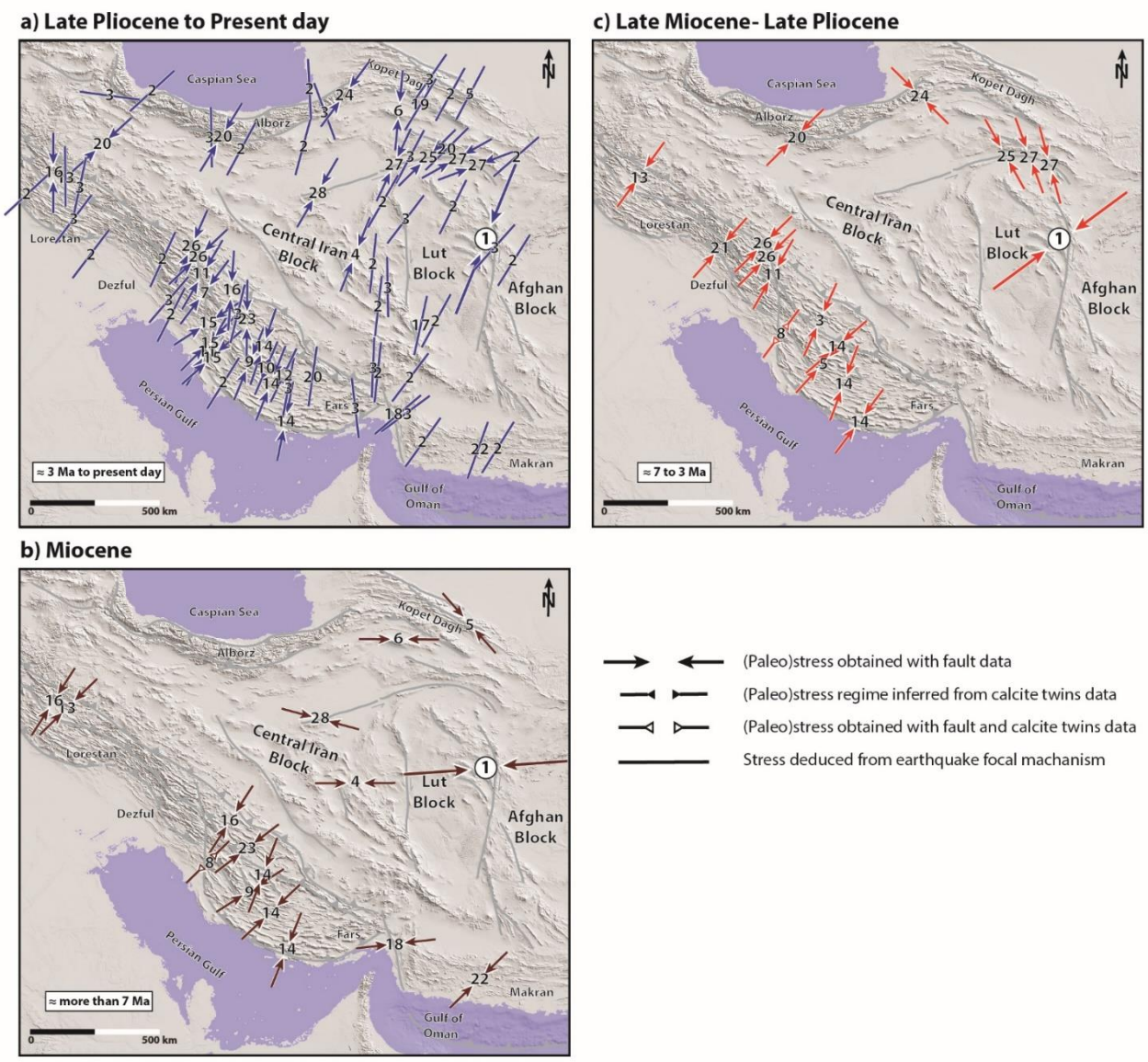


Figure 4.10. Topographic map of Iran (SRTM 30) with orientation of the principal stress (azimuth of σ1) for: (a) present day, (b) Miocene and (c) intermediate period (late Miocene to late Pliocene). Type of arrow depends on methodology used to obtained stress: faults slip data, calcite twins or earthquake focal mechanism. (1: ours study; 2: Zarifi et al., 2014; 3: Karagianni et al., 2015; 4: Kargaranbafghi et al., 2011; 5: Shabanian et al., 2010; 6: Yazdi et al., 2012; 7: Authemayou et al., 2005; 8: Aubourg et al., 2010; 9: Lacombe et al., 2006; 10: Lacombe et al., 2007; 11: Authemayou et al., 2006; 12: Walpersdorf et al., 2006; 13: Navabpour et al., 2007; 14: Lacombe et al., 2011; 15: Mobasher and Babaie, 2008; 16: Navabpour and Barrier, 2012; 17: Fattahpour and Moosavi, 2010; 18: Regard et al., 2004; 19: Zamani G. et al., 2008; 20: Zanchi et al., 2006; 21: Ahmadhadi et al., 2008; 22: Dolati and Burg, 2013; 23: Navabpour et al., 2008; 24: Javidfakhr et al., 2011; 25: Farbod et al., 2011; 26: Malekzade et al., 2016; 27: Javadi et al., 2013; 28: Javadi et al., 2015).

3. Regional-scale tectonic and kinematic implications

The relatively homogeneous present-day state of stress field across much of Iran (with σ_1 trending ~25°N; Figure 4.10a) suggests that stresses from the Arabia-Eurasia collision zone are transferred throughout the Iranian crust/lithosphere. It is interesting to note that a similar stress orientation presently prevails in India, Pakistan and Nepal (i.e., 023°N; Gowd and Srirama Rao, 1992; Karagianni et al., 2015), questioning whether this is coincidental or results from larger-scale dynamics driven by Neo-Tethyan closure. By contrast, present-day compression in Turkmenistan strikes NNW-SSE (Karagianni et al., 2015), so that the influence of the Arabia-Eurasia convergence (at least to the NE) seems to die out ~1000 km away from the suture zone.

During the (early) Miocene "soft collision" stage (i.e., pre-15-10 Ma; Ballato et al., 2011), the orientation of compression in the Zagros striked 45°N on average, which is also close to the only paleostress determination for Makran for the period (Shabanian et al., 2010; Dolati and Burg, 2013). This orientation is at odds with the Sistan (and Central Iran in general) Miocene E-W (Figure 4.10b) to NNW-SSE compression (considering the 35° counter-clockwise rotation of Central Iran and Sistan after the middle-late Miocene; Mattei et al., 2012, 2015) and suggests that Sistan and Zagros were mechanically decoupled during the (early) Miocene. Whether this E-W to NNW-SSE compression corresponds to the one prevailing at the end of Sistan collision, which initiated during the Eocene (see section 3), is a matter of speculation. This direction (~125°N) matches the direction of shortening inferred for the Kopet Dagh (Figure 5.10b; Shabanian et al., 2010), but paleostress data are lacking in the Alborz. Another potential stress source could be in the SE of Sistan, in the Chaman transform zone, where deformation is marked by N-S compression during the late Oligocene or early Miocene (Lawrence et al., 1981). Additional paleostress determinations and more precise age data, especially in Central Iran, would be needed to conclude on this.

Progressive reorientation, during the late Miocene to Present, of the stress regime in eastern Iran towards stress directions prevailing in the Zagros (and/or Makran) could result from the intensification of Zagros collision from late Miocene times onwards (~10 Ma to present; "hard collision"; Agard et al., 2011; Ballato et al., 2011; Mouthereau et al., 2012). Considering this, figure 4.10 might even suggest, despite the small number of studies, that from the Miocene to late Pliocene, regions close enough to the Zagros (i.e., within ~750 km: central

Alborz, Central Iran and Sistan) were stressed by the Zagros collision, and that this stress later spread, between late Pliocene to Quaternary, to more remote areas (e.g., Kopet Dagh).

This scenario is also in good agreement with most of the kinematic evolution of the main Central Iran faults (Figure 5.1): (a) activation of the N-S right lateral strike-slip fault of the eastern Iran since the last 5 Ma and associated counterclockwise rotation of the Central Iranian Blocks (Walker and Jackson, 2004; Walker and Khatib, 2006; Nozaem et al., 2013); (b) more recent (Plio-Quaternary) kinematic shift between left lateral to right lateral strike-slip fault in the northern border of Central Iran, especially along the Doruneh fault (Farbod et al., 2011; Calzolari et al., 2016a, 2016b).

4.2.6. Conclusion

The inversion of fault kinematic data reveals drastic temporal changes in the stress regime of eastern Iran during the late Cenozoic, with a marked counter-clockwise rotation of at least 60° over the last 10-5 My of the main direction of shortening (σ_1), from 90°N during the middle-late Miocene to 60°N during the late Pliocene and 25°N during the Plio-Quaternary.

Our compilation of paleostress data indicates that the Plio-Quaternary direction of compression is relatively homogeneous throughout Iran and coincides with present-day Arabia-Eurasia convergence, advocating for effective stress transfer from the actively deforming Zagros collision across all Iranian crust/lithosphere. On the other hand, Miocene compression evidences a conspicuous contrast between the Zagros orogen and the Iranian hinterland (e.g., Sistan, Central Iran and Kopet Dagh), where reconstructed directions of shortening strike consistently E-W. This E-W Miocene compression is not well understood yet and could tentatively represent shortening associated with the end of Sistan collision or the imprint of active deformation occurring further to the east, e.g. the activation of the Chaman transform zone to the SE (Pakistan). The intermediate orientation of the late Pliocene compression (i.e., 60°N) could correspond to the progressive (or transient) reorientation of the stress regime as the Sistan domain gets mechanically coupled to the Zagros during “hard collision”.

4.2.7. Acknowledgements

The authors would like to thank Associate Editor Claudio Faccenna and Editor Paola Vannucchi for accurate and constructive reviews of the manuscript at different stages. The reviewers, Christine Authemayou, Frederico Rosseti, and Andrea Zanchi are acknowledged for their comments and suggestions, which significantly improved the manuscript. We feel indebted to the Geological Survey of Iran, and especially to Dr. Koreie, to the geologists (H. R. Karimi, R. Kohansal) and all the staff (drivers, cookers and chief of camp) for their kindness, constant support and for enabling us to visit the region since 2014. We also would like to warmly thank M. Zarrinkoub for his great help during field work. P. Agard acknowledges the support from the International Lithosphere Programme and from Institut Universitaire de France. This study also comes as a side project to the ANR ONLAP project funded by the Agence Nationale de la Recherche (ANR-10-BLAN-0615). The data used are listed in the references, figures table 1 and supplementary material. All data provided in this study may be obtained by contacting the corresponding author by email at michael.jentzer@upmc.fr or by letter at Michael Jentzer, site Jussieu, boîte courrier 34, 4 place Jussieu 75005 Paris.

4.2.8. Supporting information

Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics

Michael Jentzer[1], Marc Fournier[1], Philippe Agard[1,2], Jafar Omrani[3], Mohammad Mahdi Khatib[4], Hubert Whitechurch[5]

[1]Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 place Jussieu 75005 Paris, France

[2]Institut Universitaire de France, 75005 Paris, France

[3]Geological Survey of Iran, Mehraj Bd., Tehran, Iran

[4]Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

[5]Université de Strasbourg, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe, Institut de Géologie, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France

Contents of this file

Values of tectonic measurements

Introduction

All measurements made in each sites: beddings, faults (with direction, dip, strickenline and kinematics) and joins. See Annex 1.

4.3 Perspective : extension de la zone d'étude précédente vers le Sud-Sistan (Baloutchistan)

4.3.1 Localisation et méthode de l'étude

La figure 4.10 met en évidence le manque de données sur l'évolution du champ de contraintes au cours du temps en Iran central et particulièrement dans sa partie Sud-Est. L'étude précédente du Nord Sistan a été étendue au Sud de la chaine dans la zone du Baloutchistan (rectangle noir du Sud Figure 4.11).

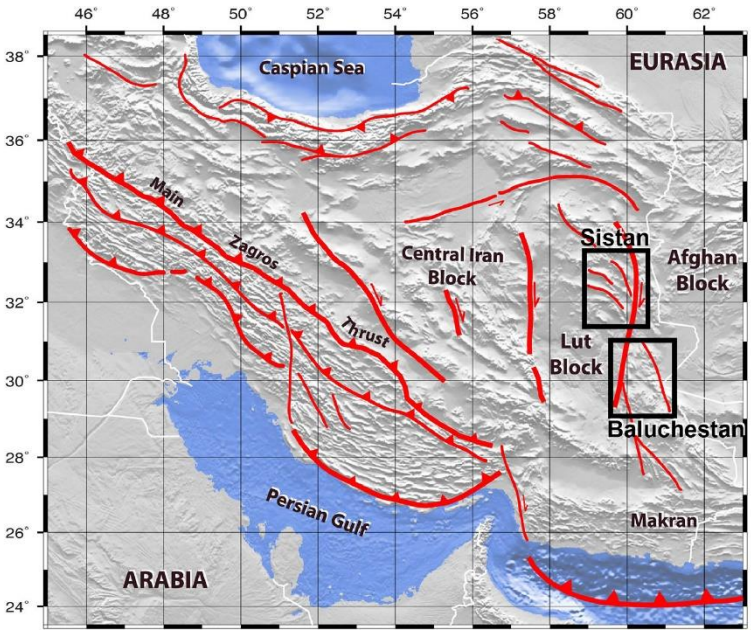


Figure 5.11. Carte topographique d'Iran avec les principales failles et la position de nos zones d'étude des paléo-contraintes (rectangles noirs) au Nord celle du Nord Sistan au Sud celle du Sud Sistan ou Baloutchistan. La zone d'étude du Baloutchistan se divise en deux sous zones parallèles aux deux grands décrochements visibles la carte.

Dans cette zone, l'essentiel des affleurements sont représentés par des roches sédimentaires dont l'âge se répartit du Crétacé supérieur au Plio-Quaternaire correspondant à la prolongation vers le Sud du bassin de Sefidabeh dont l'extension spatiale augmente à cette lattitude.

Lors de cette étude, 439 failles ont été mesurées et un nombre suffisant de failles (≥ 4) a pu être obtenu sur 42 sites répartis sur des terrains allant du Crétacé supérieur au Miocène. Les terrains plus récents n'ont pas pu être atteints ou ont montré un trop faible nombre de plan de faille. Ces mesures de failles ont été inversées pour les 42 sites par la même méthode que

celle utilisée dans l'étude précédente (cf. § 4.2.3.1) afin d'obtenir l'orientation (direction et pendage) des trois contraintes principales et le rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes (Φ). Ces failles sont essentiellement des décrochements et des failles inverses dont certaines ont pu être secondairement basculées (exemples Figure 4.12).

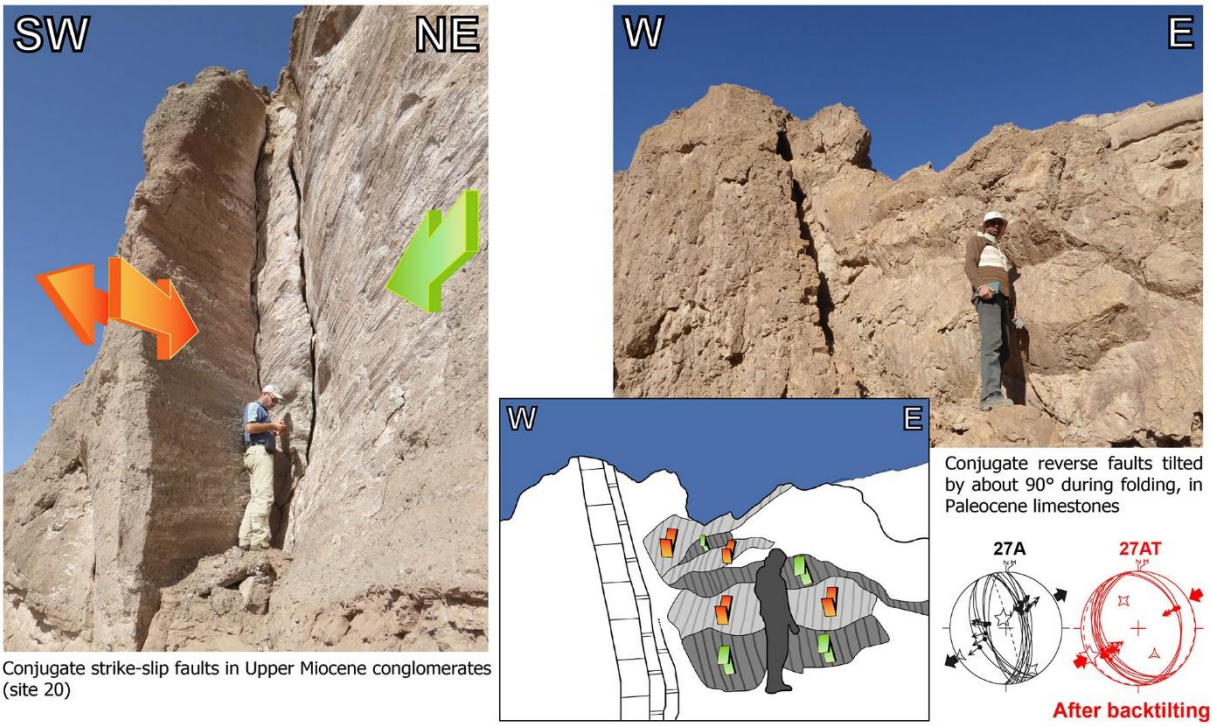


Figure 5.12. Exemples de failles mesurées sur deux affleurements différents et résultat de la détermination de l'orientation des contraintes principales avec et sans débasculement pour l'affleurement de droite.

4.3.2. Résultats

Les résultats obtenus (Table 4.2 et Figure 4.13) montrent des systèmes décrochants ou inverses avec une forte dispersion de l'orientation de la contrainte principale σ_1 allant de N026° à N158°.

Les terrains miocènes essentiellement conglomératiques présentent trois types de régimes de contrainte. Deux sites présentent un régime décrochant avec une orientation de la contrainte principale σ_1 à N140°. Sur quatre sites un autre régime de contrainte décrochant avec une orientation de σ_1 proche de N065° a été identifié. Un site présente un régime de containte purement compressif avec une orientation de σ_1 à N090°.

Les terrains oligocènes, eux aussi conglomératiques présentent deux types de régimes de contrainte. Le régime de contrainte le plus réprésenté avec quatre sites correspond à un

régime compressif avec une orientation de σ_1 à N075 en moyenne. Le second régime de type décrochant avec une orientation de σ_1 à N051° n'a été retrouvé que dans un site.

La sédimentation du Paléocène supérieur au Miocène dans la région est dominée par des dépôts détritiques terrigènes dont la datation biostratigraphique peut se révéler difficile. Il existe donc des incertitudes sur l'âge précis de certaines formations d'où les âges Eo-Oligocène ou Plaéocène-Eocène attribués à plusieurs de nos sites. Les sites Eo-Oligocène présentent trois types de régimes de contraintes principaux. Représenté sur deux sites, le régime de contrainte le plus fréquent est de type compressif avec une orientation de σ_1 à N060°. Un site présente un régime décrochant avec une orientation de σ_1 proche du régime présédent à N064°. Un autre régime de contarinte compressif avec une orientation de σ_1 à N139° a été déterminé sur un site.

Les résultats sur les terrains Eocènes de type grès à sitltite présentent deux types de régimes de contrainte. Un régime décrochant avec une orientation de σ_1 autour de N040 sur deux sites et un second régime décrochant avec une orientation de σ_1 autour de N°080 sur deux sites ont pu être déterminés.

Les terrains Paléocène-Eocène conglomératiques présentent deux types de régimes de contrainte décrochant : un avec une orientation de σ_1 à N050° et le second à N100° chacun représenté par un site.

Les terrains Paléocène se présentent dans la région sous deux lithologies principales, soit des carbonates récifaux appartenant à la formaion de Palang soit à des grès plus ou moins tuffacé de la formation Gori. Les sites mesurés dans la formation de Palang présentent six régimes de contraintes différents. Trois régimes compressifs différents ont été obtenus : le premier, représenté par cinq sites, présente des orientations de σ_1 dispersées autour de N085, le second, determiné dans un site, montre une orientation de σ_1 à N26° et le troisième visible sur un site a une orientation de σ_1 à N130°. Trois régimes décrochants peuvent être définis : le premier, réprésenté par trois sites, est compatible avec une orientation de σ_1 à N070°, le second, déterminé dans quatre sites, présente une dispersion des orientations de σ_1 autour de N040° et le troisième, observable en un site, montre une orientation de σ_1 à N158°. Les résultats obtenus sur la formation de Gori présentent deux types de régimes de contrainte : un régime décrochant déterminé sur deux sites avec une orientation de σ_1 autour de N075° et un régime compressif observé sur un site une orientation de σ_1 à N049°.

Enfin, deux types de régimes de contraintes ont pu être déterminés dans les terrains carbonatés ou silteux du Crétacé supérieur : un régime compressif obtenu dans un site avec une orientation de σ_1 à N086° et un régime décrochant compatible avec une orientation de σ_1 à N158°.

Table 4.2. Orientations, pendages des contraintes principales et rapports Φ obtenus par inversion des mesures de failles pour chaque site[1]

Trend and dip of principal stress axes computed from fault slip data[1].

Site	Latitude deg	Longitude deg	Lithology, Formation	Age	Bedding S_0 Strike, Dip, deg	Number of Faults	Computed stress tensor σ_1 Strike, Dip, deg	σ_2 Strike, Dip, deg	σ_3 Strike, Dip, deg	Φ	Back-tilted stress tensor σ_1 Strike, Dip, deg	σ_2 Strike, Dip, deg	σ_3 Strike, Dip, deg	Direction of compression Set 1	Set 2	Set 3
3	29.981095	60.802171	Conglomerate	M	horizontal	5	056 10	208, 79	325, 05	0.23				56°E		
4	30.012056	60.786050	Limestone, Palang Fm	Pe	155, 60E	9	036, 32	271, 43	148, 31	0.41					36°E	
5A	30.041695	60.775498	Limestone, Palang Fm	Pe	040, 40E	9	051, 03	318, 52	144, 38	0.29	231, 05	345, 78	140, 11		51°E	
5B	30.041695	60.775498	Limestone, Palang Fm	Pe	040, 40E	6	158, 04	257, 66	066, 24	0.17						158°E
6	29.795253	60.810076	Limestone	LC	014, 34E	10	086, 21	342, 30	205, 52	0.12				86°E		
7	29.855908	59.897636	Kungi Conglomerate Fm	O	013, 8E	14	083, 04	353, 03	226, 85	0.19				83°E		
8	29.849254	59.890539	Kungi Conglomerate Fm	O	152, 10E	15	076, 02	347, 03	198, 86	0.17				76°E		
9	29.844559	59.886464	Kungi Conglomerate Fm	O	048, 20S	12	247, 02	338, 14	150, 76	0.03				67°E		
10	29.840707	59.871676	Conglomerate	Eo-O	002, 45E	8	033, 35	142, 25	259, 45	0.60	061, 05	329, 13	171, 76	61°E		
11	29.83929	59.887902	Kungi Conglomerate Fm	O	120, 12N	15	068, 03	338, 02	209, 86	0.46				68°E		
13	30.162497	60.704988	Limestone, Palang Fm	Pe	149, 51W	18	291, 39	184, 20	074, 45	0.45	279, 00	009, 19	189, 71	99°E		
14	30.161536	60.704984	Limestone, Palang Fm	Pe	152, 48W	16	295, 38	176, 32	060, 36	0.46	098, 09	189, 09	324, 77	98°E		
15	30.149865	60.669454	Tuffaceous sandstone, Gori Fm	Pe	030, 6E	9	229, 15	138, 04	033, 75	0.3					49°E	
17A	30.118897	60.61713	Tuffaceous sandstone, Gori Fm	Pe	142, 82W	8	263, 16	031, 66	167, 18	0.47				83°E		
19	29.26312	59.823713	Sandstone and conglomerate	LM	042, 13E	4	090, 08	181, 01	280, 82	0.56				90°E		
20	29.269007	59.818574	Sandstone and conglomerate	LM	165, 10E	15	138, 03	041, 71	229, 19	0.20						138°E
21	29.268945	59.814679	Sandstone and conglomerate	LM	073, 12N	12	240, 03	149, 22	338, 68	0.01				60°E		
26A	30.596067	60.733595	Limestone, Palang Fm	Pe	030, 57W	19	106, 05	198, 14	355, 75	0.12				106°E		
26B	30.596067	60.733595	Limestone, Palang Fm	Pe	030, 57W	13	090, 14	344, 49	191, 38	0.51				90°E		
27A	30.577456	60.688153	Limestone, Palang Fm	Pe	162, 85E	11	344, 75	148, 14	239, 04	0.33	240, 02	332, 45	148, 45	60°E		
27B	30.577456	60.688153	Limestone, Palang Fm	Pe	156, 72E	7	237, 01	327, 04	136, 86	0.5				57°E		
28A	30.501498	60.694911	Limestone, Palang Fm	Pe	162, 72E	15	042, 70	257, 17	163, 11	0.32	068, 01	184, 88	338, 02	68°E		
28B	30.501498	60.694911	Limestone, Palang Fm	Pe	162, 72E	6	158, 25	027, 55	259, 23	0.51	130, 01	220, 01	003, 88			130°E
30A	30.031592	59.936995	Red conglomerate	Pe-Eo	160, 16E	16	050, 04	315, 49	143, 41	0.06					50°E	
30B	30.031592	59.936995	Red conglomerate	Pe-Eo	160, 16E	8	100, 20	317, 66	195, 14	0.57				100°E		
31A	30.04312	59.943796	Red conglomerate	Eo-O	161, 36E	8	062, 27	227, 63	329, 06	0.20	244, 11	352, 58	148, 30	64°E		
31B	30.04312	59.943796	Red conglomerate	Eo-O	142, 28E	5	059, 08	331, 18	125, 70	0.11				59°E		
31C	30.04312	59.943796	Red conglomerate	Eo-O	161, 36E	5	139, 22	037, 27	263, 54	0.15						139°E
32A	30.051201	59.945423	Marl and conglomerate	M	173, 47E	11	073, 53	257, 37	165, 02	0.52	254, 07	135, 77	345, 11	74°E		
32B	30.051201	59.945423	Marl and conglomerate	M	173, 47E	6	066, 09	320, 60	161, 29	0.07				66°E		
34A	29.796524	60.721879	Phyllites	Eo	138, 70W	12	065, 31	267, 58	161, 10	0.68				65°E		
34B	29.796524	60.721879	Phyllites	Eo	138, 70W	8	279, 09	042, 73	187, 14	0.50				99°E		
35	29.797239	60.718635	Tectonized conglomerate	O	139, 87W	7	051, 19	290, 57	151, 27	0.07					51°E	
37A	29.827978	60.719009	Siltstone and sandstone	Eo	134, 80N	13	023, 71	213, 19	122, 03	0.51	210, 12	079, 72	303, 13		30°E	
37B	29.827978	60.719009	Siltstone and sandstone	Eo	134, 80N	5	049, 15	173, 65	314, 20	0.87					49°E	
39	29.829203	60.744518	Siltstone	LC	140, 87W	7	338, 06	086, 71	246, 18	0.32						158°E
42	29.855174	60.781716	Sandstone, Gori Fm	Pe	107, 28N	10	066, 08	281, 80	157, 06	0.23				66°E		
44	29.716561	59.764801	Sandstone and conglomerate	LM	172, 30W	9	140, 07	347, 82	230, 04	0.21						140°E
45	30.707758	60.549113	Limestone, Palang Fm	Pe	132, 45S	12	261, 28	065, 61	167, 07	0.51				81°E		
46	30.686223	60.553342	Limestone, Palang Fm	Pe	131, 30S	12	217, 09	325, 79	126, 08	0.05					37°E	
47A	30.674432	60.563629	Limestone, Palang Fm	Pe	125, 80N	8	021, 66	201, 24	291, 00	0.34	206, 06	110, 41	304, 49		26°E	
48	30.693885	60.556559	Limestone, Palang Fm	Pe	005, 15E	21	034, 01	126, 76	304, 14	0.18					34°E	

[1] Here σ_1, σ_2, and σ_3 are maximum, intermediate, and minimum principal stress axes. Φ is the ratio $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$.

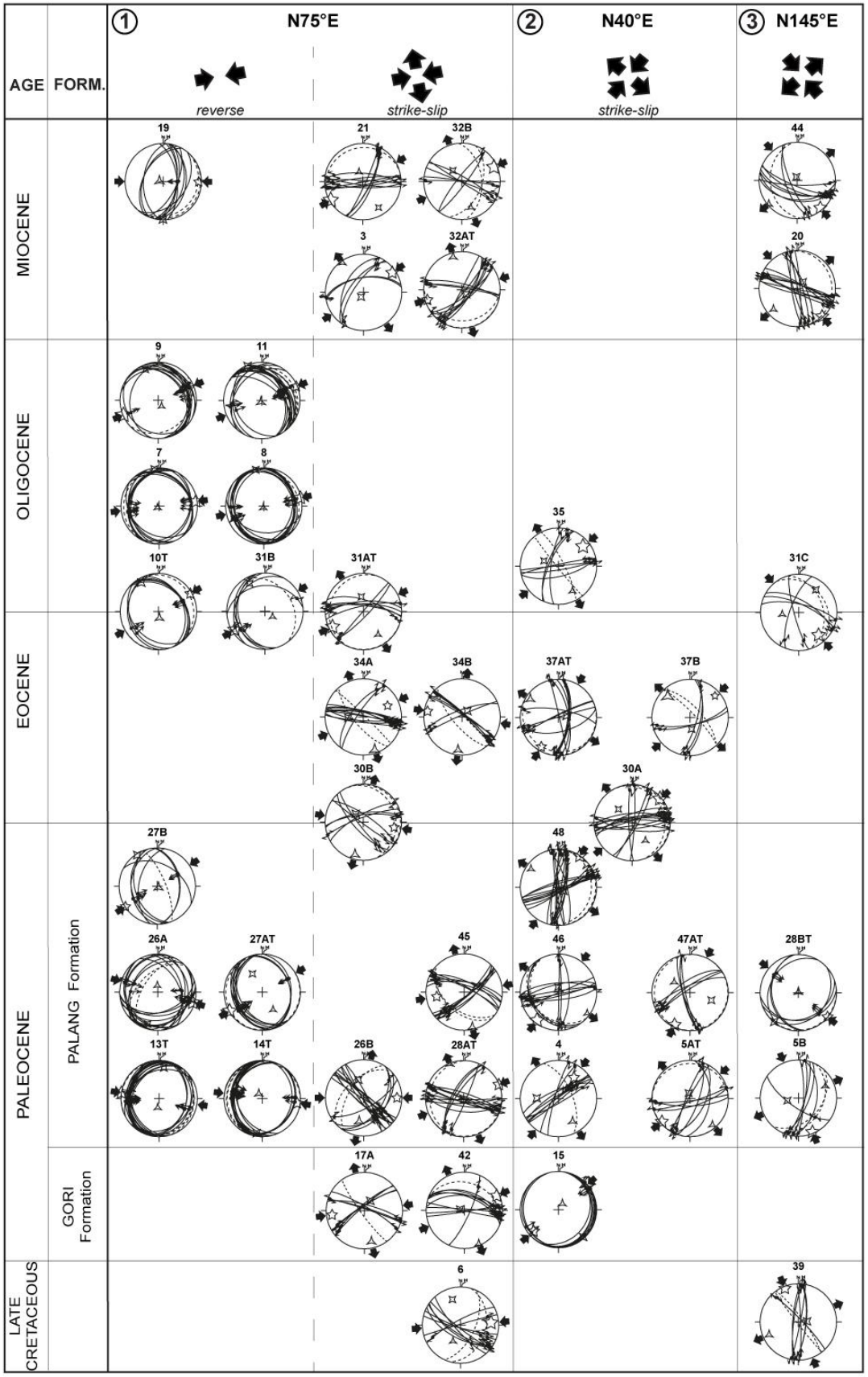


Figure 4.13. Synthèse de la deformation cassante du Sud Sistan obtenus sur des affleurements allant du Crétacé supérieur au Cénozoïque. Trois groupes d'orientation peuvent être définis σ1 : (1) N075°, (2) N040° et (3) N145°. La representation graphique est la même que celle de la figure 5.6. Le T indique que l'inversion a été effectuée après débasculement autour du plan de stratification.

4.3.3 Interprétations prélimianires de ces résultats

Sur la base de l'orientation de σ_1, un regroupement en trois lots de sites peut être proposé (Figure 4.14). Un premier groupe (set 1 dasn le Tableau 4.2) de 26 sites compressifs (12) et décrochants (14) peut-être défini par une valeur moyenne de l'orientation de σ_1 à N075° et une assez forte dispersion autour de cette moyenne, les valeurs extrêmes allant de N056° à N106°. Un second groupe (set 2 dasn le Tableau 4.2) de 10 sites compressifs (2) et décrochants (8) est définit par un σ_1 d'orientation moyenne N040° et une plus faible dispersion autour de cette orientation moyenne, les valeurs extrêmes allant de N026° à N051°. Enfin, un troisième groupe (set 3 dasn le Tableau 4.2) moins représentés avec six sites, dont deux compresifs et quatre décrochants, est caractérisé par une orientation moyenne de σ_1 autour de N145°, les valeurs extrêmes allant de N130° à N158°.

Bien que les terrains Oligocène soient les plus jeunes affleurements présentant le groupe 2, ce groupe parait représentatif de l'état de contrainte actuel. En effet, cette orientation de σ_1 à N040 est cohérente avec la direction de raccourcissement déduite des axes P des mécanismes aux foyers de la zone à N043° en moyenne (Figure 4.15).

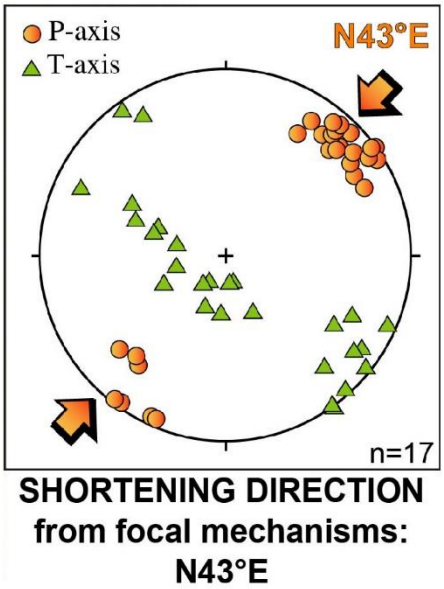


Figure 4.15. Projection en sphere focale des axes P (pression) et T (tension) des dix-sept mécanismes au foyer disponible dans le catalogue Harvard centroid moment tensor pour des séismes ayant lieu à moins de 30 km de profondeur entre 1976 et 2015 dans la zone du Balouchistan.Tous les mécanismes au foyer sont compressifs ou décrochants. Tous les axes P sont proches de l'horizontale pour une direction moyenne N043° (Dziewonsky et al., 1981; Marrett and Allmendinger, 1990; Allmendinger and Cardozo, n.d.).

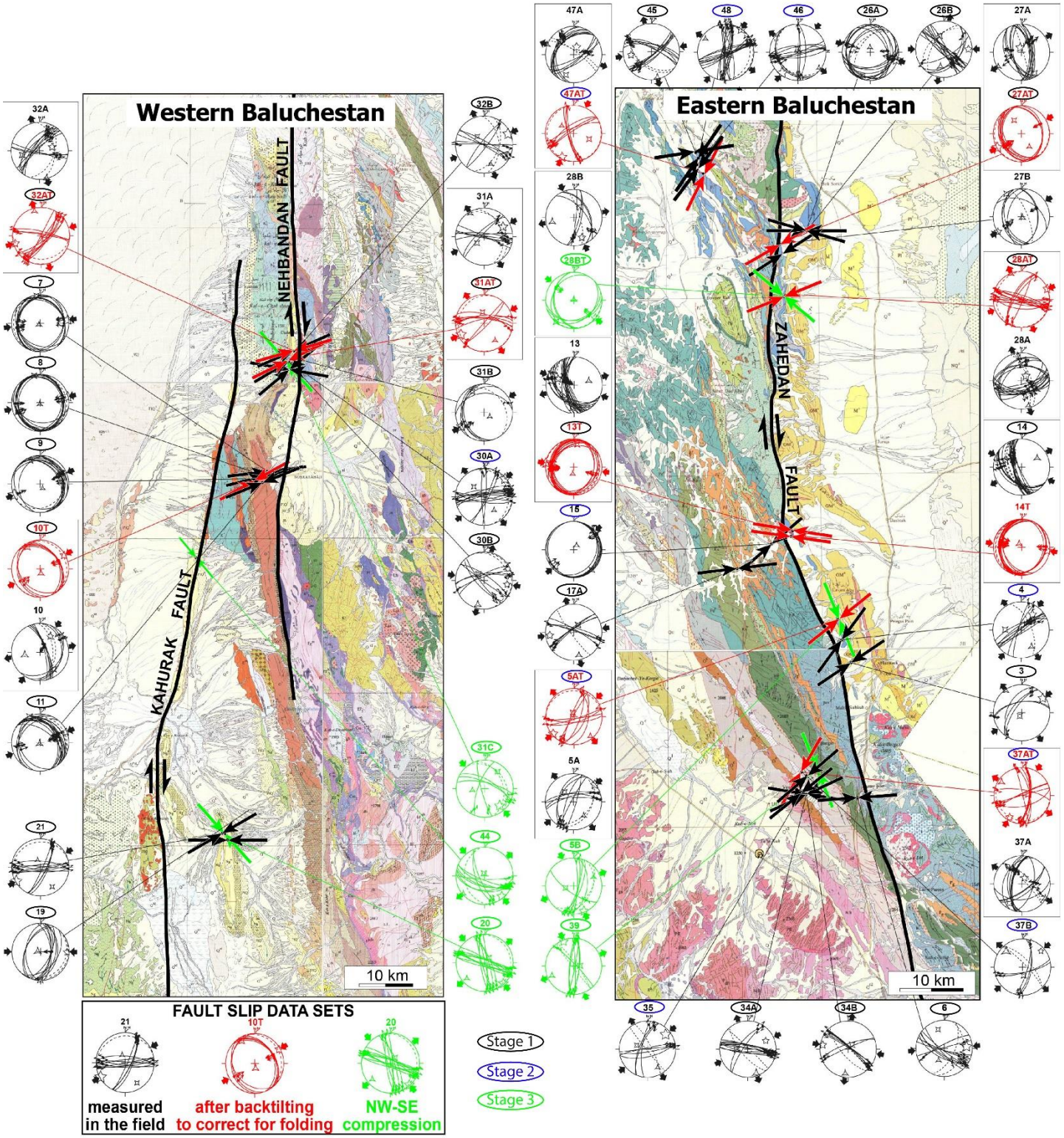


Figure 4.14. Localisation en carte des stéréo-diagrammes et du résultat des inversions pour chaque site étudié (même symboles que sur la Figure 5.13). Les failles en gras correspondent aux failles visibles sur la figure 5.11. Le fond de carte à gauche correspond à un montage entre des extraits des cartes géologiques au 250 000ème de Nakhilab (au Nord) et Allahabad (au Sud), celui de droite correspond à un montage entre des extraits des cartes géologiques au 250 000ème de Daryacheh-ye-Hamun (au Nord) et Zahedan (au Sud). Les trois regroupements y sont figurés par un cerclage de couleur autour des noms des sites : en noir le groupe à σ1 N075° ; en bleu le groupe σ1 N045° et en vert le groupe à σ1 N145°.

Le premier groupe montrant une plus forte dispersion autour de N075° serait donc antérieur. La Figure 4.16 montre le rapport entre l'orientation de la conrainte principale compressive σ_1 et la direction des strates pour la partie Est du Balouchistan : σ_1 est toujours proche de la normale à la direction des strates qui tourne pour se paralléliser aux décrochements dextres principaux de la zone et surtout la faille de Zahedan. Cela suggère l'idée que tout comme la stratification, les paléo-contraintes principales compressives de cette zone ont pu subir une rotation horaire en lien avec le jeu des décrochements dextres. Une telle organisation semble se retrouver dans la partie Ouest du Balouchistan.

Le troisième groupe étant peu représenté (6 sites) il est difficile d'établir une relation entre son orientation moyenne de σ_1 à N145 et les structures tectoniques de la zone (failles, stratification, plis). Bien que proche de deux sites de l'étude réalisée plus au Nord (Figure 4.7) ce groupe reste encore assez énigmatique.

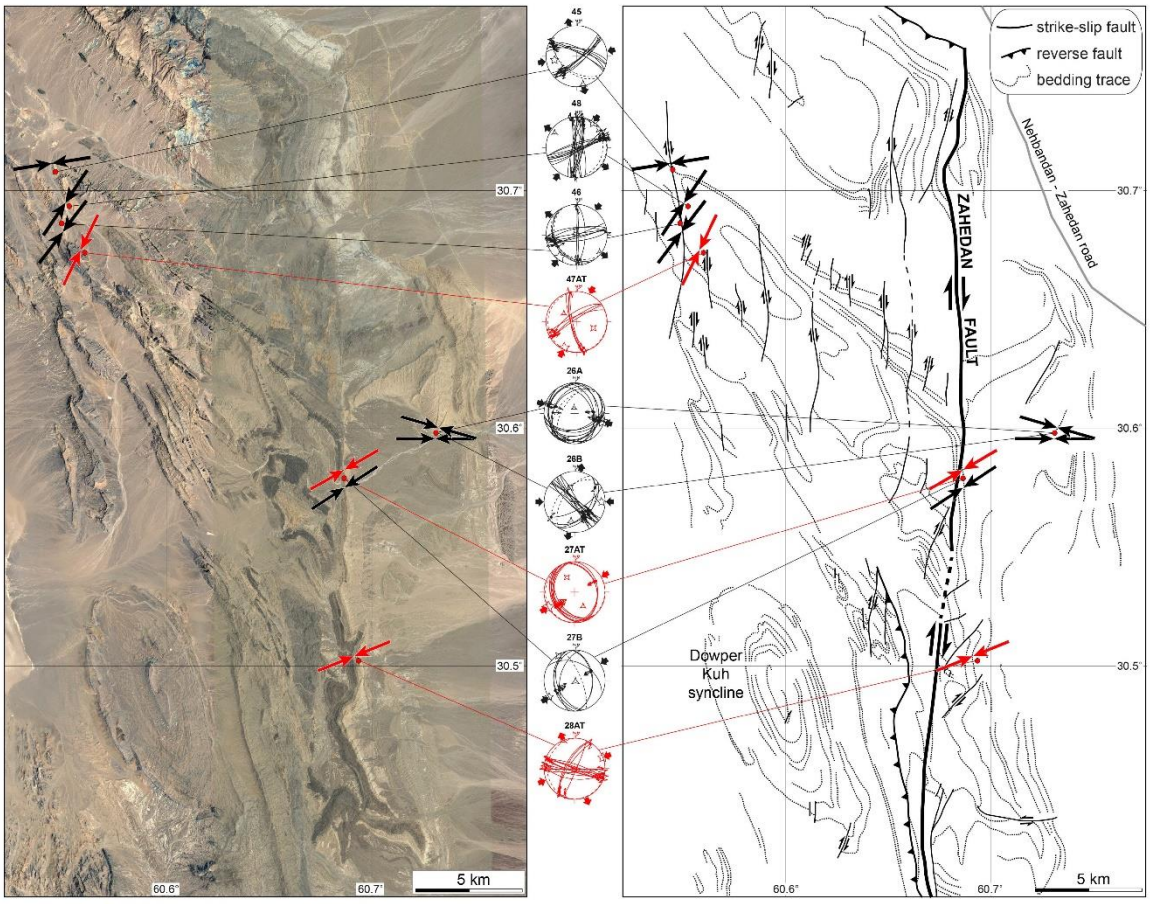


Figure 5.16. Image topographiqe (Google Earth à gauche) et schéma interprétatif (à droite) montrant les relations géométriques entre la direction des strates et les grands décrochements dextres d'une part, et l'orientation de σ_1 et la direction des strates d'autre part, pour les sites du groupe 1 de l'Est du Baloutchistan. Notez le fait que les couches se parallélisent aux décrochements à leur voisinage et que σ_1 est proche de la normale à la direction des couches.

La Figure 4.17 présente une interprétation des résultats obtenus. Elle suggère que l'ensemble des directions de σ_1 dispersées entre N026°E et N106°E (flèches vertes dans la Figure 4.17) et correspondant aux groupes 1 et 2, sont représentatifs d'un seul et même champ de contraintes dont certains enregistrements ont été tournés en sens horaire par le jeu des décrochements dextres.

Au Sistan, la direction de convergence N10°E mesurée par GPS (flèche jaune dans la Figure 4.17 ; Vernant et al., 2004) est légèrement oblique par rapport à la zone de cisaillement N-S du Sistan (zone grise dans la Figure 4.17) et correspond à une obliquité de la convergence d'environ 80° mesurée par rapport à la perpendiculaire à la zone de déformation. Les modèles analogiques et numériques prédisent qu'en contexte de convergence oblique, la direction du raccourcissement (grand axe le l'ellipsoïde de déformation) est la bissectrice de l'angle entre la direction de convergence et la normale à la zone de cisaillement (e.g. Fournier and Petit, 2007). Au Sistan, les grands décrochements étant Nord-Sud et la convergence étant proche de N010°E, l'orientation prédite du raccourcissement est N050°, proche de l'orientation N043° indiquée par les mécanismes au foyer des séismes. Ainsi, le groupe 2 de données microstructurales, avec une orientation moyenne de σ_1 autour de N040°, est représentatif de la direction de raccourcissement actuelle (grande flèche verte claire de la Figure 4.17). Le groupe avec une plus forte dispersion de σ_1 autour de N075° correspondrait à des paléo-contraintes qui ont subi une rotation horaire dûe au jeu des décrochements dextres (flèches vertes foncé de la Figure 4.17). Le groupe avec une orientation moyenne de σ_1 autour de N145° est plus délicat à interprêter. Cette direction de contraintes pourrait éventuellement trouver son origine dans la déformation du Makran.

Les différences entre les résultats du Nord Sistan et ceux du Baloutchistan étant dans l'état actuel difficilement réconciliables, nous souhaitons effectuer une mission entre les deux terrains déjà investigés, au niveau de Sefidabeh. Cette étude complémentaire permetrait de savoir s'il existe une évolution graduelle entre le Nord et le Sud Sistan mais aussi de discriminer l'effet des grands décrochements plus prégnants au Sud qu'au Nord.

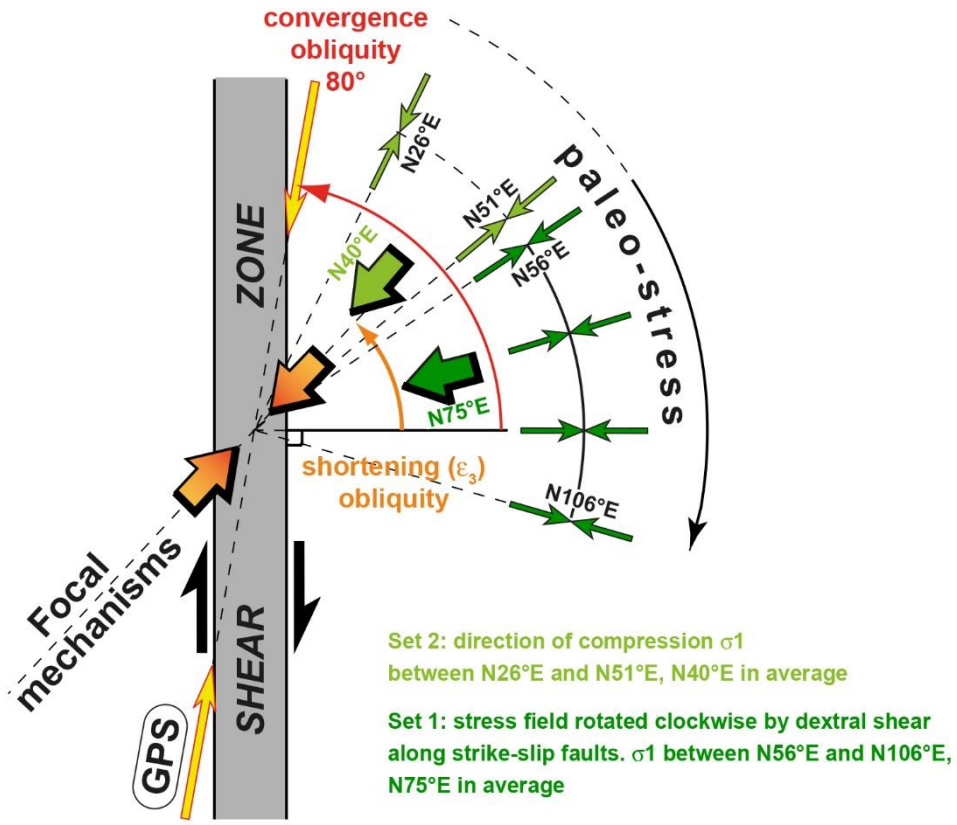


Figure 5.17. Interprétation des groupes 1 et 2. Le groupe 2, proche de la direction de raccourcissement déduite des mécanismes au foyer des séismes, représente l'orientation de σ_1 actuelle. Le groupe 1 aurait subit une rotation horaire en lien avec le jeu dextre des décrochements N-S.

5. Investigation des bassins sédimentaires : état actuel et modalités de mise en place

Ce chapitre présente nos observations de terrain faites sur le remplissage sédimentaire des bassins du Nord Sistan ainsi que les résultats de l'estimation par spectroscopie RAMAN sur matière organique de leur température maximale subie postérieurement à leur dépôt. Ces deux volets sont résumés dans l'article du Chapitre 8 en cours de finalisation pour une soumission *Gondwana Research*. Par ailleurs, les objectifs d'un projet de détermination de l'origine des sources détritiques par observations pétrologiques, analyses géochimiques et âge des zircons détritiques seront présentés brièvement.

5.1. Description des séries sédimentaires du Nord-Sistan

Tirrul et al. (1983) ont déjà fait la présentation de 15 logs sédimentaires principalement localisées dans la partie Est de notre zone d'étude (Figure 2.7). Les âges des formations sédimentaires ont été déterminés par biostratigraphie lors des campagnes de cartographie. Bayet-Goll et al. (2016) ont aussi précisé l'environnement de dépôt des séries turbiditiques du Crétacé supérieur autour de Birjand. Sur la base des travaux précédents et de nos observations de terrain, des séries synthétiques pour les trois domaines de la zone de suture du Sistan vont être proposées ici. La présence de plusieurs discordances au sein de ces séries sédimentaires associées à des variations latérales de faciès parfois importantes rendent ces descriptions synthétiques quelques peu théoriques. Elles n'en sont pas moins représentatives.

5.1.1. Séries sédimentaires du bassin du Sefidabeh

La Figure 5.1 présente la série sédimentaire type du Bassin du Sefidabeh et son interprétation en termes de paléonvironnement de dépôt et de variation relative de premier ordre du niveau marin relatif. Cette série se met en place dans le Nord Sistan sur le bloc Afghan. Son épaisseur fût estimée à environ huit kilomètres depuis sa base Crétacé supérieur aux dépôts Eocène (Tirrul et al., 1983).

La base de la série est constituée par un épais dépôt turbiditique montrant des alternances de bancs gréseux pluricentimétriques à décimétrique à matrice carbonatée alternant avec des niveaux silteux (Figure 5.1.a1). Cette formation (Lahnu formation pour Tirrul et al., 1983)

présente de rares niveaux marneux ou carbonatés. Ces dépôts ont été datés biostratigraphiquement du Sénonian (Coniacien à Maastrichtien). Les séries turbidiques sont généralement indicatrices d'un environnement de dépôt distal, ici des figures de vagues de tempête (Hummocky cross-stratification: HCS) ont été observés attestant d'un environnement de dépôts de l'ordre de plusieurs centaines de mètre de profondeur (D sur la Figure 5.1.c). Ces sédiments se mettant en place dans un bassin relativement profond et au moins en partie pendant la phase de fermeture de l'océan du Sistan, ils ont été qualifiés de flysch. Intercalé ou intrusif au sein de ces flysch Sénonien, un magmatisme d'arc se met en place (voir Chapitre 7).

Au sein de ces dépôts Crétacé supérieur, le Maastrichtien peut généralement être individualisé. Il est en discordance angulaire légère avec les flysch précédents. Sa base est une brèche polygénétique très proximale (B sur la Figure 5.1.c) qui remanie des fragments d'ophiolite et principalement de la péridotite serpentinisée (Darband-Bad formation; Figure 5.1.a2). Cette brèche marque très probablement le début de la remise en eau du bassin après une phase de déformation anté-Maastrichtien. Ces dépôts évoluent en une série turbidique (flysch, Nesfandeh formation ; Figure 5.1.a3) plus distale avec de fortes variations latérales de faciès (C voir plus distal encore sur la Figure 5.1.c). Ainsi, par endroit, ces dépôts sont des calcaires grèseux à dent de requin alternant avec des niveaux silteux marquant un paléoenvironnement marin peu profond alors que d'autres domaines du bassin montrent des niveaux carbonatés alternant avec des niveaux marneux à silteux contenant des zoophycos : ichnofacies d'environnements marins profonds (sous la zone d'action des vagues de tempête). Localement au sein de cette série de flysch, un niveau carbonaté récifal à rudiste (Hyppurite) et orbitoïdes est visible (Figure 5.1.a4-6).

Le Paléocène est discordant sur le Crétacé supérieur. Sa base présente des dépôts de calcaire gréseux localement récifal avec de forte variation latérale d'épaisseur (de 0 à 600 m, Palang Formation ; Figure 5.1.a7-8 et C sur la Figure 5.1.c) et une stratification décimétrique à métrique massive. La suite de la série Paléocène est constituée par des dépôts turbiditiques fins et plus distaux (flysch, Chah Chucchu formation ; Figure 5.1.a9 et E sur la Figure 5.1.c) : alternance d'épais niveaux silto-argileux et de rares bancs gréseux. Ces dépôts peuvent localement être recoupés par des chenaux remaniant des Nummulites et des fragments de roches carbonatés.

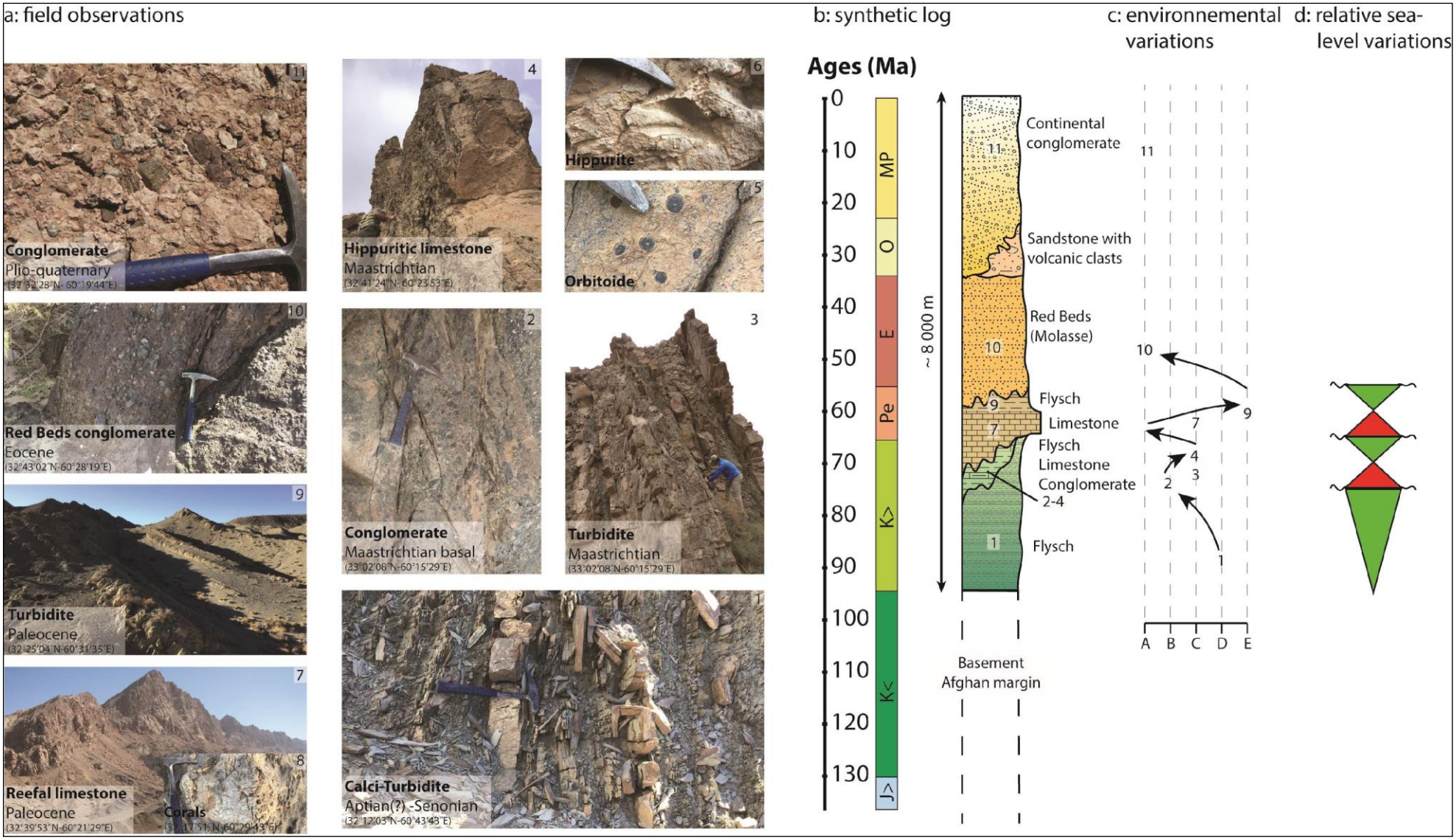


Figure 5.2. Série sédimentaire du Bassin du Sefidabeh. a : photographies d'affleurements représentatifs ; b : log synthétique ; c : variation des environnements dépôt au cours du temps (A : continental ; B : littoral ; C : marin soumis à l'action des vagues ; D : marin soumis à l'action des vagues de tempête ; E : marin sous la limite d'action des vagues) ; d : variations du niveau marin relatif (triangle vert : régression ; triangle rouge : transgression).

Les sédiments Eocène sont discordants sur le Paléocène et marquent un changement drastique du type de sédimentation. Les dépôts Eocène sont des poudingues polygéniques grossiers à stratification frustre présentant des clastes pluri-centimétriques à décimétriques, remaniant toutes les lithologies antérieures (Red Beds ; Figure 5.1.a.10, A sur le Figure 5.1.c). Ces dépôts correspondent pour nous à un remplissage continental molassique du bassin. Vers le haut de cette série, la fraction volcano-détritique augmente en lien avec la mise en place d'une phase magmatique se développant à l'Eocène.

L'Oligocène est peu représenté soit à cause d'un non dépôt soit à cause de son érosion. Ses rares affleurements présentent des conglomérats polygéniques continentaux grossiers discordants sur les dépôts Eocène et moins intensément plissés.

La série du bassin de Sefidabeh se termine par des conglomérats polygéniques grossiers Plio-Quaternaires localement impliqués dans la déformation (Figure 5.1.a11).

Au premier ordre, cette série montre donc une régression depuis les flysch Sénonien jusqu'à une phase d'émersion dont la remise en eau est marquée par les conglomérats basal du Maastrichtien (Figure 5.1.d). Le Maastrichtien montre une phase rapide de transgression (passage conglomérat – flysch) suivi par une régression et une émersion. Le Paléocène suit la même évolution avec une transgression depuis le calcaire récifal aux séries turbidiques puis une phase de régression avec les dépôts discordants de l'Eocène continental. La suite de la série est continentale de l'Eocène au Plio-Quaternaire.

5.1.2. Séries sédimentaires du complexe du Ratuk

Dans ce domaine, le substratum est constitué par deux unités ayant subies un métamorphisme de HP-BT. Leur organisation sera détaillée en Chapitre 7.

Juste au-dessus de ces unités se trouve un olistostrome polygénique discontinu (de 0 à 1 000m d'épaisseur) contenant des blocs de péridotite serpentinisée, basalte, radiolarite, grès ou marnes de un à une dizaine de mètre de diamètre pris dans une matrice silteuse à fraction tuffacée marquée. Cet olistostrome d'âge supposé Crétacé supérieur présente un métamorphisme principalement schiste vert (voir Chapitre 7).

La suite de la série correspond aux mêmes dépôts Maastrichtien que ceux décrits dans le bassin de Sefibabeh à savoir un conglomérat polygénique à la base (équivalent de Darband-Bad formation; Figure 5.1.a2) évoluant en une série turbiditique (équivalent des flysch de la Nesfandeh formation ; Figure 5.1.a3). Ces dépôts se mettent en place soit sur l'olistotrome soit sur les unités métamorphiques.

Le Paleocene est absent. Il a probablement été érodé. Le terme suivant dans la série est l'Eocène de type red beds (équivalent de la Figure 5.1.a.10) continental discordant sur le Maastrichtien et visible que très localement.

La série se termine par des dépôts localisés de conglomérats Plio-Quaternaires continentaux (équivalent de la Figure 5.1.a11).

5.1.3. Séries sédimentaires du complexe de Neh

La Figure 5.2 est l'équivalent de la Figure 5.1 pour le complexe de Neh. Dans ce domaine, le substratum correspond à la nappe ophiolitique dont la structure sera précisée dans le Chapitre 6.

Les premières roches sédimentaires se trouvant au-dessus des roches de la lithosphère océanique sont des ophicalcites ou des brèches de basalte et/ou de gabbro que nous détaillerons dans le chapitre suivant. Viennent ensuite des radiolarites ou des alternances marno-calcaire (Figure 5.2.a1) : dépôts profonds de domaine océanique non soumis à l'action des vagues de tempête (E dans la Figure 5.2.c). Certaines de ces radiolarites ont été datées grâce aux radiolaires qu'elles contiennent et donnent un âge Aptien-Albien (Babazadeh and De Wever, 2004; Ozsvárt et al., 2020). L'âge des sédiments marno-calcaire est moins bien établi.

Les dépôts suivants, d'âge supposé Crétacé supérieur, sont des alternances turbiditiques de niveaux gréseux centimétriques à décimétrique et de niveaux silteux dominants (Figure 5.2.a2). Cette prédominance de silt leur a value la qualification de phyllithe. Ils constituent très probablement les équivalents plus distaux des flysch Sénonian du Bassin du Sefidabeh (E sur la Figure 5.2.c). La relation entre ces flysch et les dépôts antérieurs semble être concordante.

La série Paléocène est en discordance angulaire sur les dépôts précédents, marquant une phase de déformation et d'érosion avant remise en sédimentation du bassin. Ces dépôts sont des séquences turbiditiques dont la proportion de niveaux fins est très largement dominante.

Cette tendance est encore plus marquée que dans les flysch Crétacé supérieur (Figure 5.2.a.3). Ils ont donc aussi été qualifiés de phyllithe.

Ici aussi le changement drastique de type de sédimentation intervient au passage à l'Eocène qui est discordant sur le Paléocène. L'Eocène présente dans l'ensemble une augmentation de la fraction détritique et de la taille des grains avec une forte variation latérale de facies. Ainsi, dans la partie Nord, Nord-Est, les dépôts Eocène sont constitués de poudingues continentaux polygéniques et grossiers de type red bed (Figure 5.2.a.5) alors que dans la partie Sud, Sud-Ouest du Complexe du Neh, il présente des alternances turbiditiques avec une dominance des termes gréseux par rapport aux lits plus fins (Figure 6.2.a4 avec de belles figures de flute cast). Il semble donc que la partie Sud, Sud-Ouest du bassin présente des faciès plus distaux que la partie Nord. Au moins une barre gréso-carbonatée à Nummulite de plusieurs mètres d'épaisseurs (Figure 5.2.a6) est intercalée au sein de cette série Eocène dont l'âge reste mal contraint.

Cette série se terminent par les terrains Miocène supérieur à Quaternaire discordants sur les dépôts Eocène. Ils sont constitués de poudingues continentaux grossiers et chenalisés (Figure 5.2.a7) dont la datation précise est difficile à déterminer.

La sédimentation dans ce domaine montre depuis le Crétacé inférieur à la base du Paléocène une régression (Figure 5.2.d) allant jusqu'à l'émersion probable et au dépôt discordant du Paléocène. Les dépôts Paléocènes distaux marquent une transgression rapide. Le passage Paléocène à Eocène indique une phase de régression qui est plus rapide dans la partie Nord du bassin et plus progressive dans sa partie Sud. De l'Eocène à l'actuel les dépôts sont continentaux.

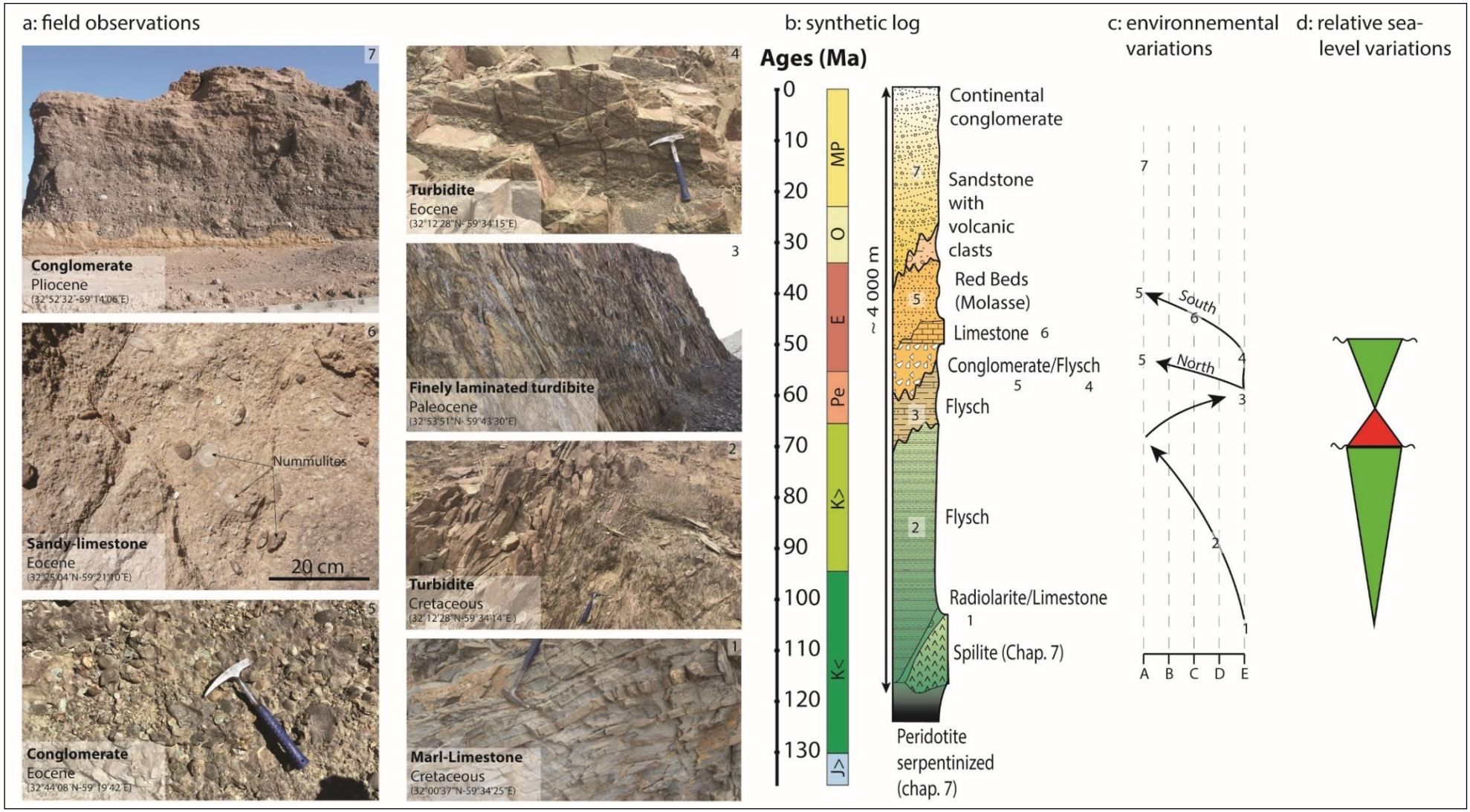


Figure 5.2. Série sédimentaire du Complexe du Neh. a : photographies d'affleurements représentatifs ; b : log synthétique ; c : variation des environnements dépôt au cours du temps (A : continental ; B : littoral ; C : marin soumis à l'action des vagues ; D : marin soumis à l'action des vagues de tempête ; E : marin sous la limite d'action des vagues) ; d : variations du niveau marin relatif (triangle vert : régression ; triangle rouge : transgression).

5.2. Estimation du degré de métamorphisme des sédiments du complexe de Neh

Une campagne d'estimation des températures maximales subies par les sédiments du complexe de Neh a été entreprise afin de vérifier qu'ils n'aient pas été, comme cela avait été proposé jusqu'alors, métamorphisés. Pour cela nous avons utilisé la spectroscopie RAMAN sur matière organique.

5.2.1. Echantillonnage

44 échantillons de roches sédimentaires, d'apparence les plus noires possibles ont été échantillonnées depuis des terrains Crétacé supérieur jusqu'à ceux de l'Eocène au sein du complexe de Neh principalement. Cet échantillonnage suit autant que possible la position de la coupe d'ensemble de la chaîne.

5.2.2 Estimation de la température maximale atteinte par la matière organique via effet Raman (RSCM) : méthodologie

L'effet Raman a été découvert en 1928 par le physicien Chandrashekhara Venkata Râman ce qui lui valut le prix Nobel de physique en 1930. Quand un gaz, liquide, verre ou solide cristallin est soumis à un rayonnement lumineux monochromatique puissant et focalisé sur l'échantillon (l'utilisation d'un laser est requise), l'essentiel de la lumière est réfléchie ou traverse l'échantillon. Environ un millième de ce rayonnement est diffusé principalement avec la même longueur d'onde que la lumière incidente ; on parle de diffusion élastique. Un millionième du rayonnement diffusé présente un décalage de longueur d'onde, c'est la diffusion inélastique ou effet Raman. Le décalage en longueur d'onde de l'effet Raman est caractéristique de la structure atomique de l'échantillon (Raman and Krishnan, 1928).

La matière organique présente dans les sédiments se graphitise lors de la diagenèse ou lors d'éventuel évènement métamorphique. Cette graphitisation correspond à l'acquisition progressive de la structure hexagonale non compacte constituée de carbone pur qu'est le graphite. Ce réarrangement progressif de la matière organique s'est avéré être température dépendant et irréversible. La caractérisation de la structure de la matière organique permet ainsi de déterminer la température maximale à laquelle a été portée la matière organique d'un échantillon dans une gamme de température comprise entre 165°C et 655°C (à cette température

la matière organique étant entièrement sous forme graphite) avec une précision de plus ou moins 50°C. La spectroscopie Raman est parfaitement adaptée pour déterminer *in situ* (en lame mince) le degré de graphitisation de la matière organique (Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010; Kouketsu et al., 2014).

Pour caractériser la structure de la matière organique des échantillons, les mircrospectromètres Raman Renishaw inVia de l'ENS et de l'IMPMC équipé d'un laser vert Spectra Physics (514 nm) à Argon et d'un capteur CCD (charge coupled device) ont été utilisés. L'effet Raman est mesuré entre 1 100 et 1 800 cm^{-1} car la matière organique présente en plus de la bande du graphite à environ 1 580 cm^{-1} quatre bandes de défauts à ~1200 (D_4), ~1350 (D_1), ~1500 (D_3) and ~1620 (D_2) cm^{-1} (Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010; Kouketsu et al., 2014). Pour chaque échantillon entre 11 et 20 spectres Raman cohérents ont été acquis.

Quand la matière organique est faiblement graphitisée les quatre bandes de défauts sont visibles dans le spectre Raman, en plus de la bande du graphite. Lahfid et al. (2010) proposent pour des températures faibles comprises entre 200 et 320°C la relation suivante entre température et spectre Raman de la matière organique : $T\ (°C) = (RA_1 - 0.3758) / 8\ 10^{-3}$ avec $RA_1 = (D_1 + D_4) / (D_1 + D_2 + D_3 + D_4 + G)$, D les aires des différentes bandes de défaut et G l'aire de la bande du graphite. Pour les plus hautes températures, entre 330°C et 655°C, la matière organique présente moins de défaut, les bandes D_3 et D_4 sont inexistantes. Beyssac et al. (2002) proposent pour ces températures la relation suivante : $T(°C) = -445\ R_2 + 641$ avec $R_2 = D_1 /(D_1 + D_2 + G)$, D les aires des différentes bandes de défaut et G l'aire de la bande du graphite. Il est donc nécessaire d'estimer les aires des bandes de défaut et de celle du graphite pour chaque spectre. Pour ce faire le logiciel de déconvolution mathématique *Peak Fit* a été utilisé.

5.2.2. Résultats obtenus par RSCM

Le Tableau 5.1 et la Figure 5.3 montrent les résultats obtenus avec cette méthode. Sur les 44 échantillons collectés, 23 n'ont pas donné de résultat soit parce qu'ils étaient trop pauvre en matière organique soit parce que celle-ci était oxydée (présence d'hématite) la rendant inexploitable.

Sample	Age	Localisation	Tmax (°C)	n	R^2	σT (°C)	σT/√(n-1)	Method
14-33-b	Paleocene	Neh	273	16	0.995	10.5	2.7	LT
16-68	Paleocene	Neh	275	14	0.992	3.3	0.9	LT
16-40-b	Paleocene	Neh	280	13	0.989	3.3	1.0	LT
16-41	Paleocene	Neh	395	13	0.991	3.3	1.0	HT
17-13	Paleocene	Neh	313	16	0.993	3.3	0.9	LT
14-41	Upper K	Neh	235	11	0.995	16.7	5.3	LT
14-15	Upper K	Neh	254	20	0.996	20	4.6	LT
14-42-b	Upper K	Neh	256	12	0.994	11.2	3.4	LT
14-42-a	Upper K	Neh	261	11	0.994	10.4	3.3	LT
14-44-b	Upper K	Neh	263	15	0.994	9.7	2.6	LT
14-44-a	Upper K	Neh	266	17	0.994	8.6	2.2	LT
14-37c	Upper K	Neh	288	13	0.995	20	5.8	LT
14-17	Upper K	Neh	317	11	0.992	15.7	5.0	LT
17-20	Upper K	Neh	326	13	0.994	4.3	1.2	LT
14-07	Upper K	Neh	467	17	0.992	21	5.3	HT
15b-10	Upper K	Neh	488	12	0.992	3.4	1.0	HT
14-23a	Upper K	Neh	545	15	0.983	29.6	7.9	HT
16-80	Upper K	Neh	558	13	0.984	5.8	1.7	HT
14-28c	Jurassique	Lut	538	11	0.991	22	7.0	HT
14-31	Jurassique	Lut	443	14	0.972	16.5	4.6	HT
17-25	Jurassique	Lut	537	16	0.996	4.7	1.2	HT

Tableau 5.1. Résultats des Tmax obtenues par RSCM sur 21 échantillons. Tmax : moyenne des températures obtenues pour chaque spectre ; n : nombre de spectre obtenu ; R^2 : facteur de qualité de la régression linéaire effectuée via Peak fit (bonne quand >0.99) ; σT (°C) : écart type des valeurs de température obtenue pour les différents spectres ; σT/√(n-1) : test de qualité de la température obtenue, valable si <8 ; Méthod : méthode de quantification avec HT pour celle de Beyssac et al. (2002) et LT pour celle de Lafid et al. (2010).

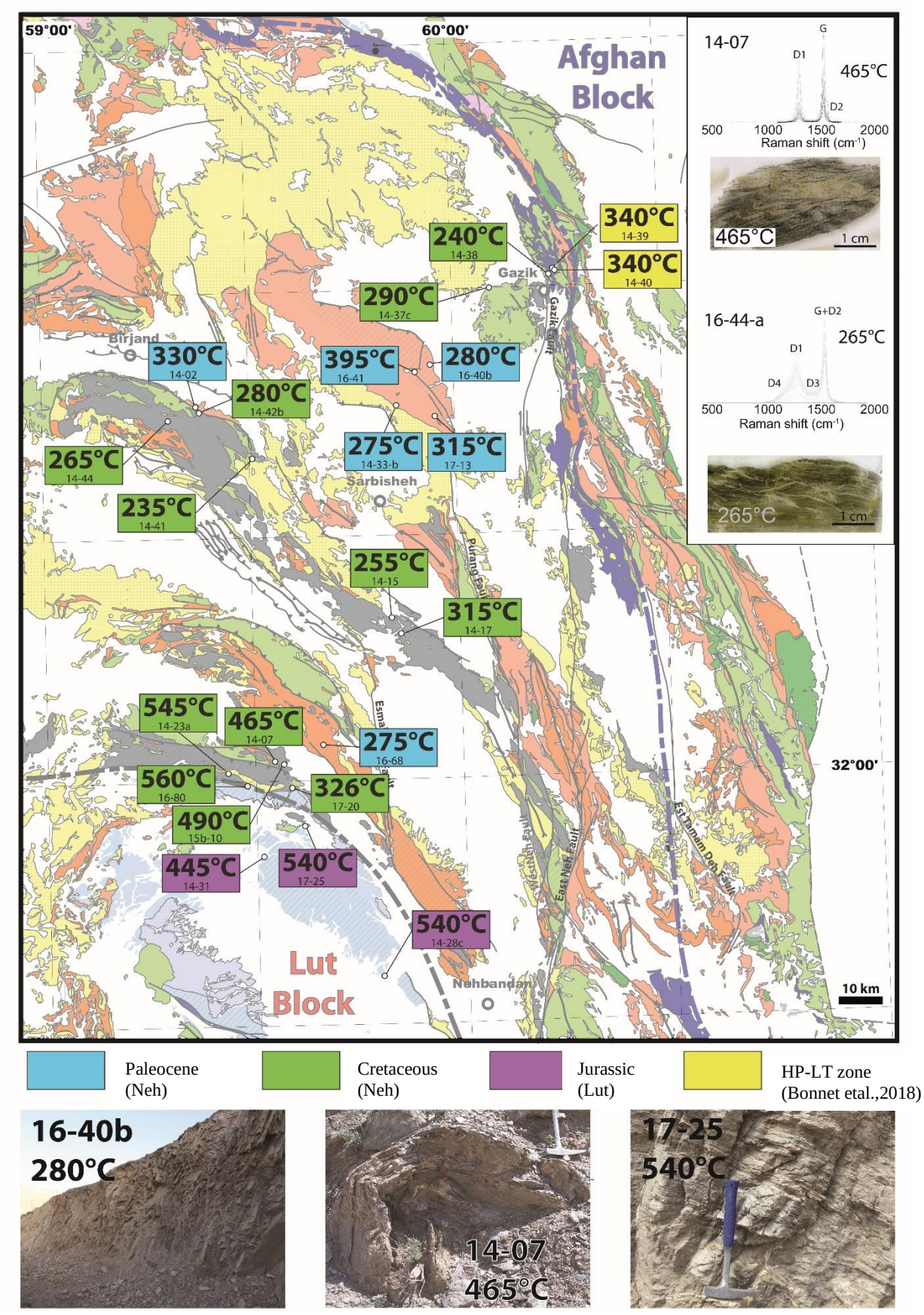


Figure 5.3. Résultats des Tmax obtenues par RSCM en carte. En haut à droite des exemples de spectre de basse et haute température. En bas, des exemples d'affleurements.

21 échantillons ont permis d'obtenir des températures qui s'étalent entre 235 et 537°C. Pour les sédiments du complexe de Neh, 18 températures ont été obtenues sur des sédiments d'âge Crétacé supérieur à Paléocène, les roches Eocène n'ayant pas données de résultat. La valeur moyenne des cinq températures obtenues sur des roches d'âge Paléocène (310°C ± 50°C) est indiscernable de celle obtenue sur les treize échantillons du Crétacé supérieur (350°C ± 50°C). La différence entre les sédiments d'âge Crétacé supérieur et Paléocène est encore plus faible si les quatre valeurs les plus élevées (en moyenne à 515°C ± 50°C) du Sud du complexe ne sont pas prises en compte (dans ce cas la moyenne des valeurs pour le Crétacé supérieur est de 270°C ± 50°C) et que la valeur de l'échantillon 16-41 d'âge Paléocène n'est pas pris en compte (dans ce cas la moyenne des valeurs pour le Paléocène est de 285°C ± 50°C). Sans compter les valeurs extrêmes du Sud et de l'échantillon 16-41, les sédiments du complexe de Neh montrent des valeurs de température maximales en moyenne autour de 275°C ± 50°C.

Un saut de température existe entre les températures moyennes obtenues dans le complexe de Neh et celles obtenues dans le bloc du Lut (moyenne à 505°±50°C). Toutefois, les valeurs obtenues dans le Sud du complexe du Neh sont indiscernables de celles obtenues dans le Jurassique supérieur du block du Lut.

De même la limite entre le complexe du Neh et le complexe du Ratuk est aussi marquée par un saut de température significatif de 65°C en moyenne.

5.2.3. Interprétation des Tmax obtenus par RSCM

Le volume important de laves post-Paléocène (voir carte Figure 5.3) associé à la valeur élevée du flux de chaleur estimé dans le Sistan entre 84 et 103 mW m^{-2} (Davies, 2013; Mareschal and Jaupart, 2013) plaident en faveur d'un gradient géothermique élevé au moins depuis l'Eocène. En considérant un gradient géothermique de 50°C km^{-1} (identique à celui estimé par Zhi Min and Wu, 1987 pour le Tibet), les 275°C obtenus en moyenne pour le complexe de Neh pourraient être expliqués par un enfouissement d'environ cinq kilomètres. Cette valeur correspond à l'ordre de grandeur de l'épaisseur de la série sédimentaire proposée par Tirrul et al. (1983) à environ quatre kilomètres (Figure 2.7 et 5.2). Les températures obtenues par RSCM sur les sédiments du complexe de Neh pourraient donc s'expliquer par un enfouissement dans un régime thermique fort et ne nécessiteraient pas l'implication d'un évènement métamorphique régional. Les sédiments du complexe de Neh serait donc bien amétamorphique comme supposé jusqu'alors.

Toutefois, les températures élevées obtenues dans le Sud du complexe de Neh ne peuvent pas s'expliquer par un simple enfouissement. Parmi ces échantillons, seul 17-20 qui donne la température la moins élevée de la zone n'est pas localisé dans l'unité inférieure. Les autres échantillons se trouvent dans l'unité basale (Figure 3.2i). Ainsi les températures supérieures pourraient être due à l'empilement de nappes d'ophiolite et/ou à la proximité du pluton qui intrude cette structure.

De même, les températures élevées visibles dans le bloc du Lut pourraient être dues à la proximité de cette intrusion et/ou au passage de la nappe ophiolitique sur la bordure du Lut. En effet, un métamorphisme de contact à andalousite a été observé dans ces sédiments (cf. Chapitre 8).

De même, la valeur élevée de température obtenue sur l'échantillon 16-41 pourrait s'expliquer par sa proximité avec un pluton. Il a en effet été collecté proche d'une large intrusion magmatique (Figure 3.2f).

Enfin, les 65°C de différence entre les sédiments du complexe de Neh et ceux du complexe du Ratuk marquent la différence entre les sédiments non métamorphisés du complexe du Neh et ceux ayant subi des traces de métamorphisme de HP-BT du complexe du Ratuk (cf Chapitre 7)

5.3. Projet de détermination des sources détritiques

L'établissement des successions lithologiques des domaines du Sistan a déjà été en grande partie effectuée lors des campagnes de cartographie (Maurizot et al., 1990a, 1990b) et par les travaux de Tirrul et al. (1983). Toutefois, les sources clastiques de ces séries essentiellement détritiques n'ont pas été déterminées. Leur détermination constituant des indicateurs potentiellement important pour contraindre l'histoire de la région, un projet est en cours sur ce sujet.

5.3.1. Echantillonnage

La Figure 5.4 présente l'âge et la répartition spatiale des soixante-neuf roches sédimentaires collectées pour cette étude. Trente et une sont d'âge Crétacé supérieur, vingt et une sont Paléocène et dix-sept Eocène. Quatre proviennent du complexe de Ratuk, vingt-huit du bassin de Sefidabeh et quarante et une du complexe de Neh.

L’échantillonnage a été conduit pour être aussi représentatif que possible des lithologies présentes et de leurs variations latérales de faciès.

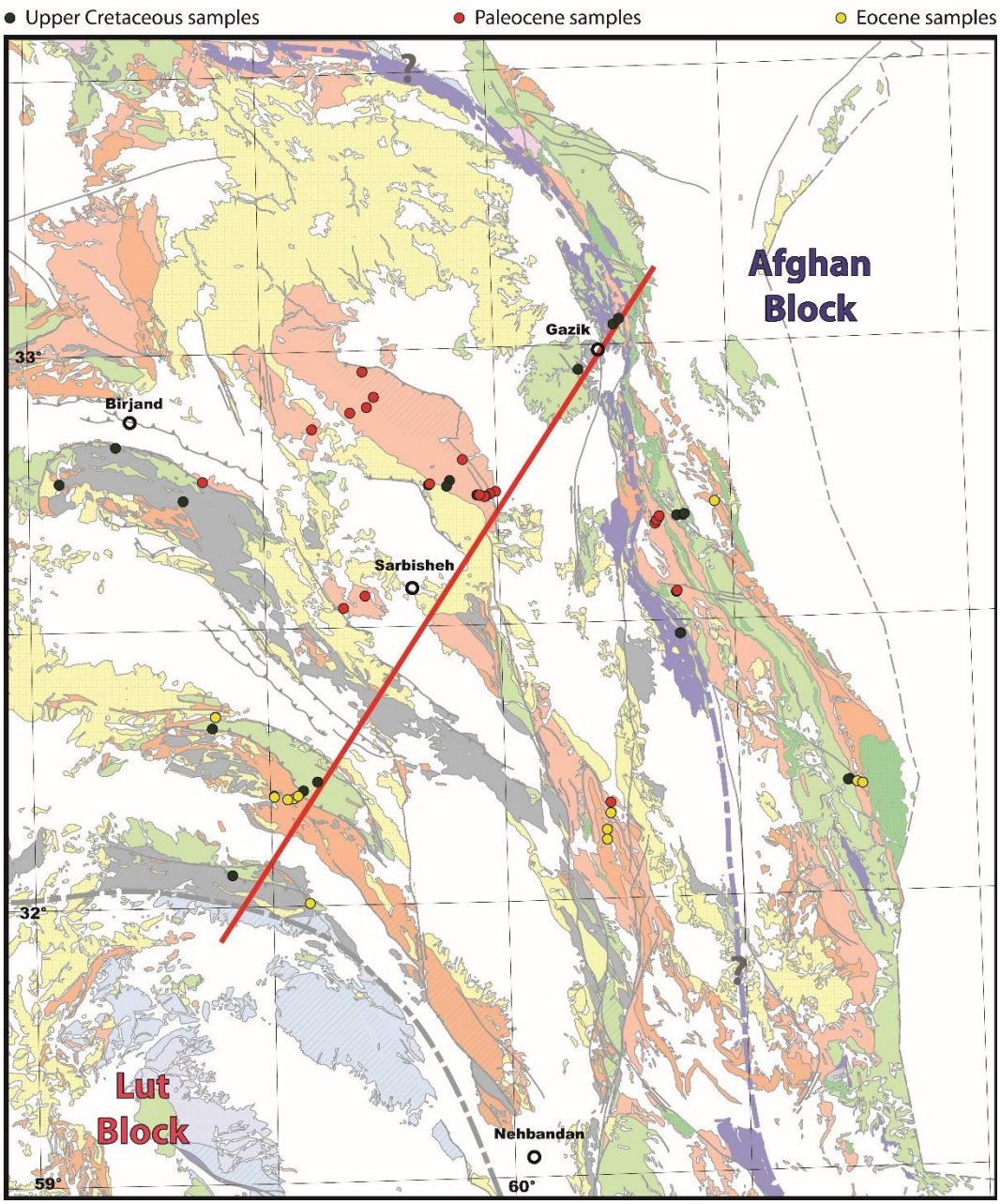


Figure 5.4. Répartition spatial et temporel des roches sédimentaires collectées pour l’étude de traçage de source.

5.3.2. Perspective d'étude

Le projet de cette étude consiste à avoir une idée la plus précise possible des sources détritiques dans les bassins sédimentaires du Sistan au court du temps. Pour cela trois approches complémentaires sont envisagées :

(1) L'analyse pétrographique des clastes présents dans ces roches par analyse de lames minces au microscope optique et au microscope électronique à balayage au besoin. Le pourcentage des différents types de grains permet de classer les grès et de déterminer si les sources proviennent d'un craton, du démantèlement d'un orogène, du démantèlement d'un arc magmatique etc. Cette méthode a déjà été mise en œuvre plus au Sud dans le Makran par Mohammadi et al., 2016.

(2) L'analyse par ICPOES et ICPMS selon le protocole présenté en Chapitre 8 de ces roches afin de connaitre leur composition en éléments majeurs et traces et principalement en éléments immobiles pour éviter les effets de l'altération et de la diagenèse. Ces compositions devraient permettre de caractériser plus finement les sources en présence (e.g. Fralick and Kronberg, 1997)

(3) La détermination de l'âge U-Pb des zircons sédimentaires permettrait de déterminer l'âge des roches magmatiques ou métamorphiques participant aux apports sédimentaires du bassin. Cette méthode a déjà été mise en œuvre plus au Sud dans le Makran par Mohammadi et al., 2016. Cette méthode nécessite une quantité d'échantillon important pour avoir assez de zircon à dater. Actuellement, seules trois roches ont été prélevées afin de vérifier leur richesse en zircon et tester l'applicabilité de cette méthode sur les lithologies de la zone.

6. Investigation de l'ophiolite du complexe de Neh : un paléo-océan lent obducté

Ce chapitre est dédié à l'étude de l'ophiolite du complexe de Neh présumée non métamorphique. L'objectif de cette partie est de clarifier la structure de cette ophiolite, de confirmer sa nature et de proposer un modèle de mise en place depuis sa production en domaine océanique jusqu'à son état actuel.

6.1. Structure de l'ophiolite : contrainte sur le type d'ophiolite

L'étude structurale de l'ophiolite du complexe de Neh a été menée essentiellement sur la ride ophiolitique au Sud de Birjand. Les cartes géologiques de la ride de Birjand disponibles au 100 000ème et au 250 000ème ont été faites en grande partie à partir de photographies aériennes. Leur légende présente les ensembles suivant associé à l'ophiolite : basaltes, spilites, gabbros, ultrabasites, péridotites et serpentinitse ainsi que trois types de mélanges colorés. Les contacts entre ces différentes lithologies sont nombreux et verticaux (Eftekhar Nezhad et al., 1987). Nos observations de terrain ont permis de réaliser à la fois une coupe de la ride ophiolitique (Figure 3.2g) et un schéma structural de celle-ci, apportant un nouvel éclairage sur sa structure.

6.1.1. Structure générale de l'ophiolite

Trois unités ophiolitiques ont pu être déterminées au sein de la ride de Birjand (Figure 7.1) :

– L'unité 1, la plus au Nord est caractérisée par la succession suivante : à sa base des péridotites serpentinisées surmontées par un niveau quasi continu de basalte en coussin ou bréchifiés. De rares radiolarites peuvent être présentes au-dessus des basaltes. Plus fréquemment, les roches magmatiques sont recouvertes par une épaisse série de flysch Crétacé.

– L'unité 2, présente des niveaux de péridotite faiblement serpinentinisée et massive contenant de probables niveaux dunitiques d'épaisseur métrique, des intrusions principalement de gabbro et plus rarement de rodingite et de plagiogranite. Les basaltes surmontant les péridotites sont plus rares et ne constituent jamais un niveau

continu. Ils sont séparés des péridotites par des niveaux d'ophicalcite , de brèche de basalte et/ou de gabbro. Cette unité se trouve structuralement sous l'unité 1. Les flyschs Crétacé constituent le sommet de cette séquence.

– L'unité 3 présente des similitudes avec l'unité 2. Des niveaux de radiolarites ont été observés et les flysch Crétacé sont discontinus. Dans cette unité le terme le plus récent est un calcaire gréseux à Nummulite d'âge Eocène. Cette unité affleure en fenêtre sous l'unité 2. Elle présente une déformation interne marquée par des chevauchements de péridotite serpentinisée sur le calcaire Eocène. Cette unité basale présente aussi des traces de métamorphisme associé à une augmentation de pression (cf. section 6.3).

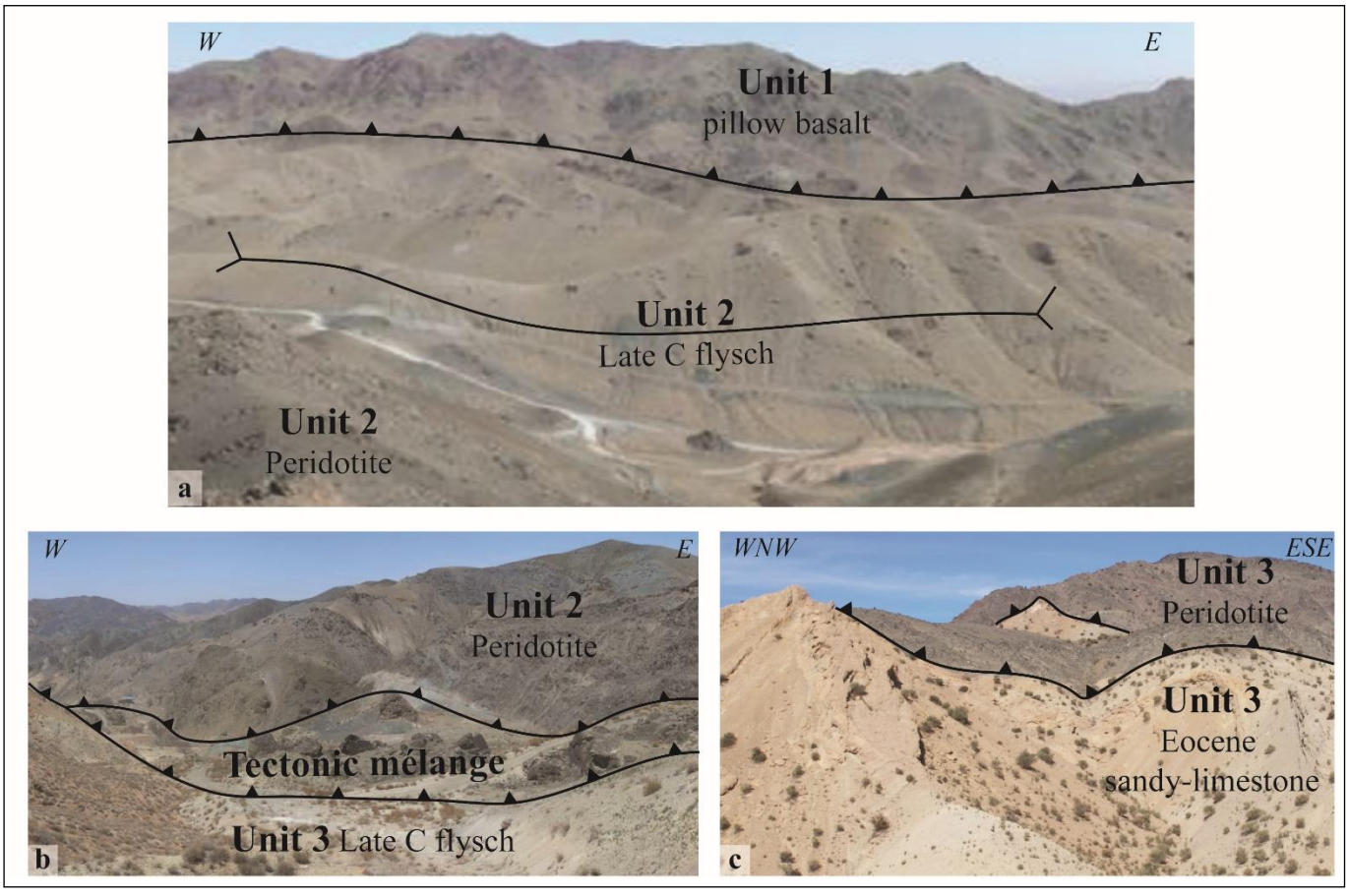


Figure 7.1. Photographies de paysage illustrant la structure d'ensemble de la ride ophiolitique de Birjand. **a)** Contact entre l'unité 1 et l'unité 2 ; **b)** Zone de contact entre l'unité 2 et l'unité 3 **c)** Déformation interne à l'unité 3.

Ces trois unités présentent une extension latérale plurikilométrique (> 20 km ; Figure 7.2). Cette organisation n'est uniquement perturbée que par deux décrochements senestres environ E-W conjugués des grands décrochements N-S visibles dans tout le CEIM et dont l'activation doit en être contemporaine. Le magmatisme Oligocène puis Plio-Quaternaire est intrusif dans ces unités.

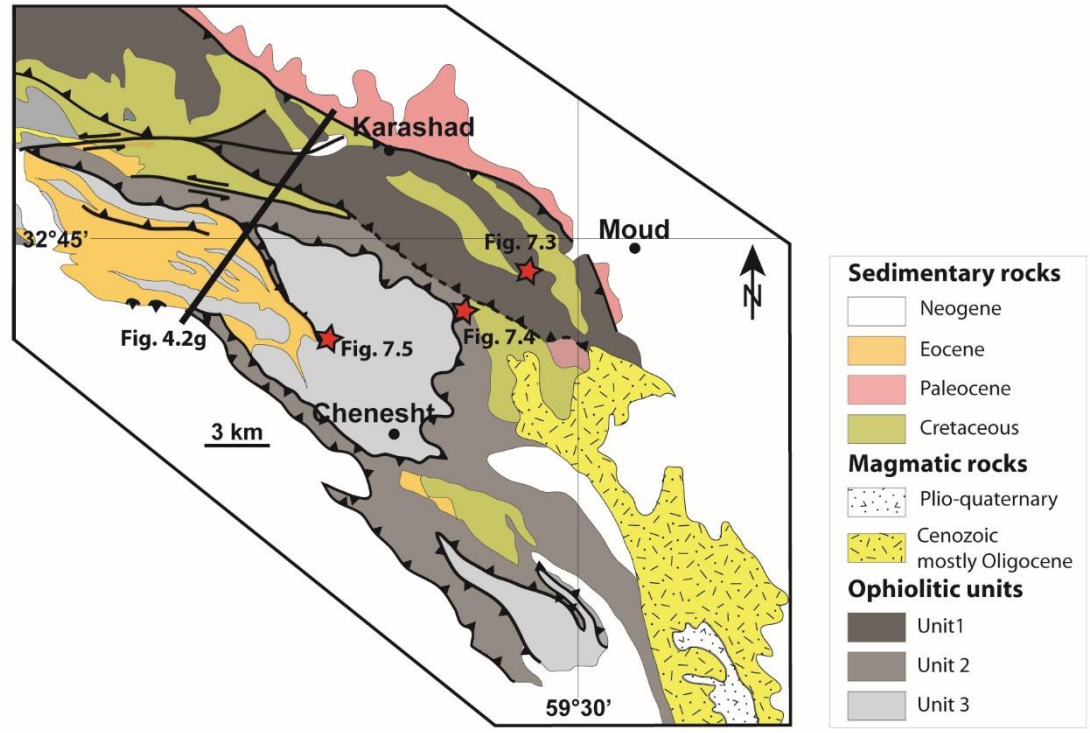


Figure 6.2. Schéma structural de la ride de Birjand.

6.1.2. Structure interne de chaque unité

Ce paragraphe présente à partir d'un affleurement type, l'organisation générale des trois unités décrites précédemment.

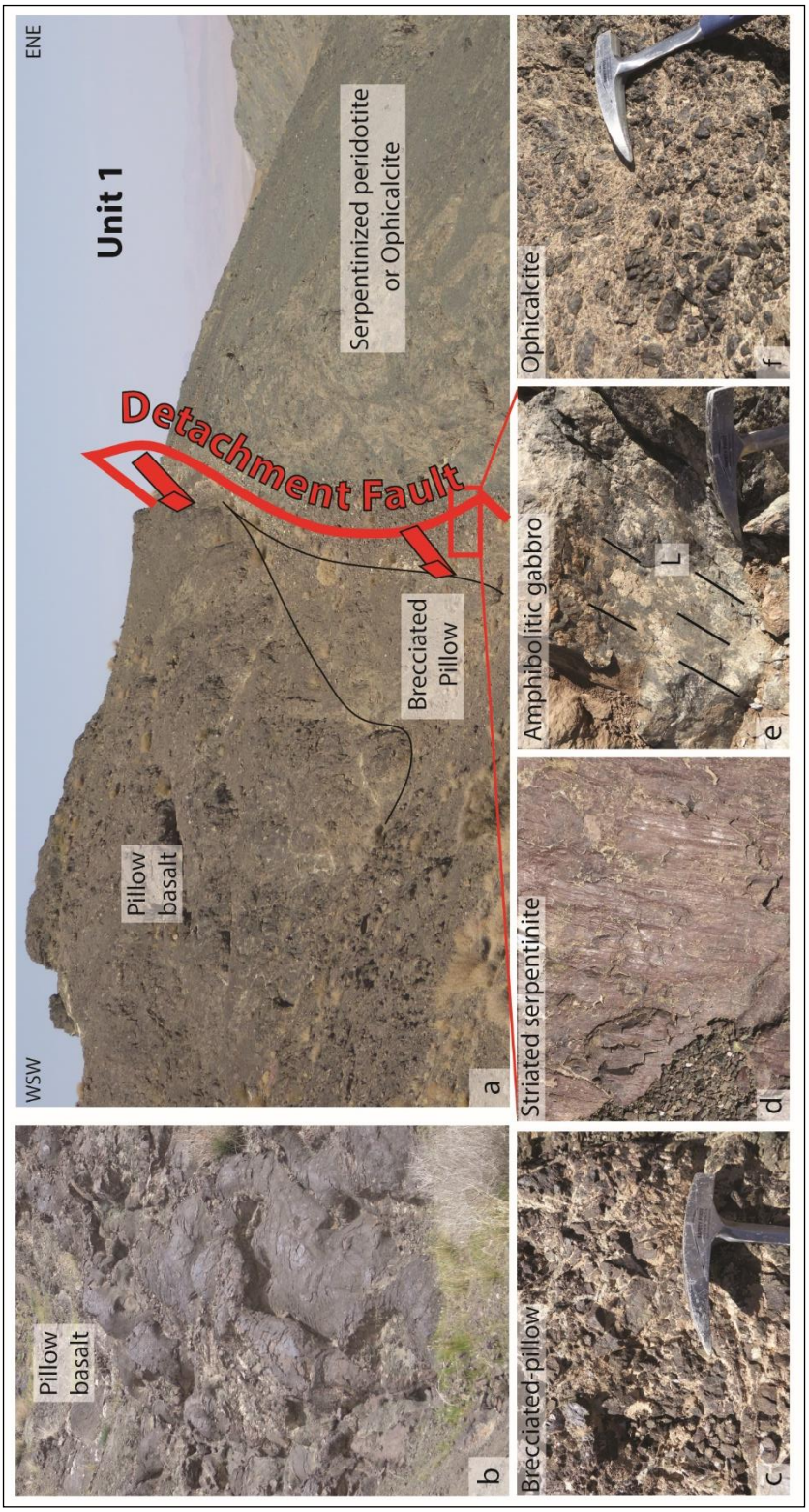


Figure 6.3. Exemple d'affleurement visible au sein de l'unité 1. **a)** Vue d'ensemble avec à l'Ouest des basaltes en coussin séparés des péridotites serpentinisées de l'Est par une faille de détachement ; **b)** basalte en coussin ; **c)** brèche à clastes basaltiques pris dans une matrice carbonatée ; **d)** péridotite serpentinisée striée observée au niveau de la faille de détachement (même échelle que la photographie e) ; **e)** gabbro amphibolitisé présentant une linéation marquée par les amphiboles ; **f)** ophicalcite

– L'affleurement visible en Figure 6.3 au sein de l'unité 1 présente deux grandes parties. A l'Ouest, des basaltes en coussin surmontant des brèches à clastes basaltiques pris dans une matrice carbonatée elles même reposant sur la péridotite serpentinisée. A l'Est, seule la péridotite serpentinisée est visible Elle est intrudée par de rares dykes basaltiques (non visible sur la Figure 7.3) et localement recouverte d'ophicalcite. Le contact entre les pillows à l'Ouest et la péridotite à l'Est est marqué par une zone métrique déformée contenant au sommet des péridotites serpentinisées striées et plus profondément un gabbro folié à linéation marquée par la cristallisation d'amphibole. Les stries dans la péridotite serpentinisée et les figures de cisaillement dans le gabbro amphibolitisé indiquent un cisaillement en jeux normal. Une datation Ar-Ar effectuée sur les amphiboles de ce gabbro (cf. suite) donne un âge plateau à 106.29 ± 3.11 Ma (2σ) qui correspond aux âges déjà connus de l'ophiolite. Ce contact océanique, correspond très probablement à une zone de détachement océanique, identique à celles décrites au niveau de dorsales lente à ultra-lente actuelles (Cannat et al., 2009; Escartín et al., 2017; Parnell-Turner et al., 2018) ou fossiles (Manatschal et al., 2011; Vitale Brovarone et al., 2014; Frassi et al., 2017).

– L'affleurement visible en Figure 6.4 au sein de l'unité 2 présente à sa base des péridotites serpentisées intrudées par un pluton de gabbro et recouvertes par un niveau de radiolarite puis de flysch.

– L'affleurement visible en Figure 6.5 au sein de l'unité 3 présente à sa base des péridotites serpentinisées avec dans sa partie supérieure un niveau pluri-métrique d'ophicalcite. Au-dessus du niveau d'ophicalcite se trouvent un niveau décimétrique de radiolarite puis une brèche à matrice carbonatée contenant des clastes de basalte et des olistolithes de gabbro dont certains ont une taille de l'ordre de la dizaine de mètre de diamètre. Cette série se termine par des dépôts de type flysch intercalés avec des brèches à claste pluri-centimétrique de basalte pris dans une matrice carbonatée. Certains de ces sédiments présentent un métamorphisme (cf. section 6.3) daté par Ar-Ar sur micas blanc entre 74 et 72 Ma.

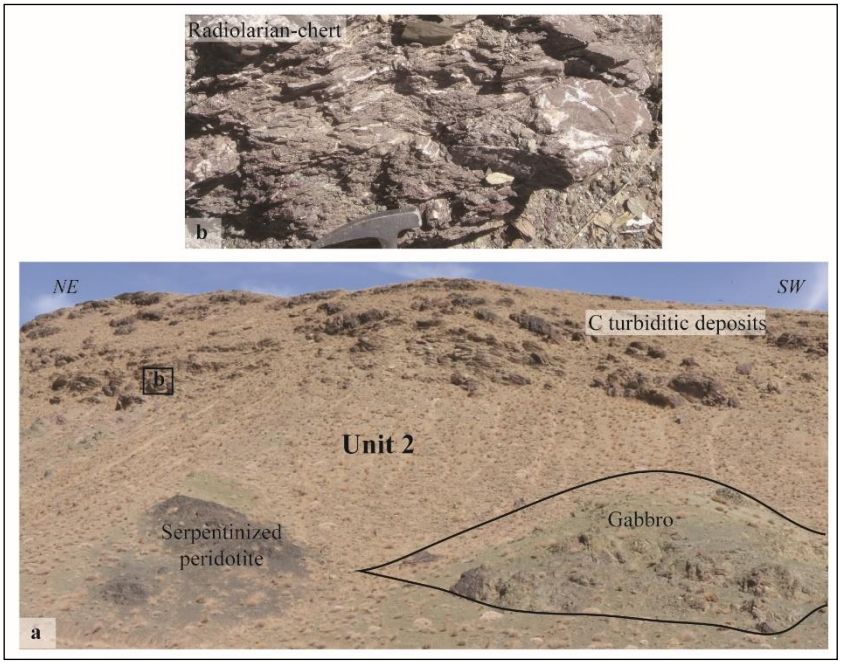


Figure 6.4. Exemple d'affleurement visible au sein de l'unité 2. **a)** vue d'ensemble avec à la base des péridotites serpentinisées intrudées par un pluton de gabbro et recouvert par des sédiments : radiolarite ou flysch ; **b)** photographie de détail du dépôt de radiolarite.

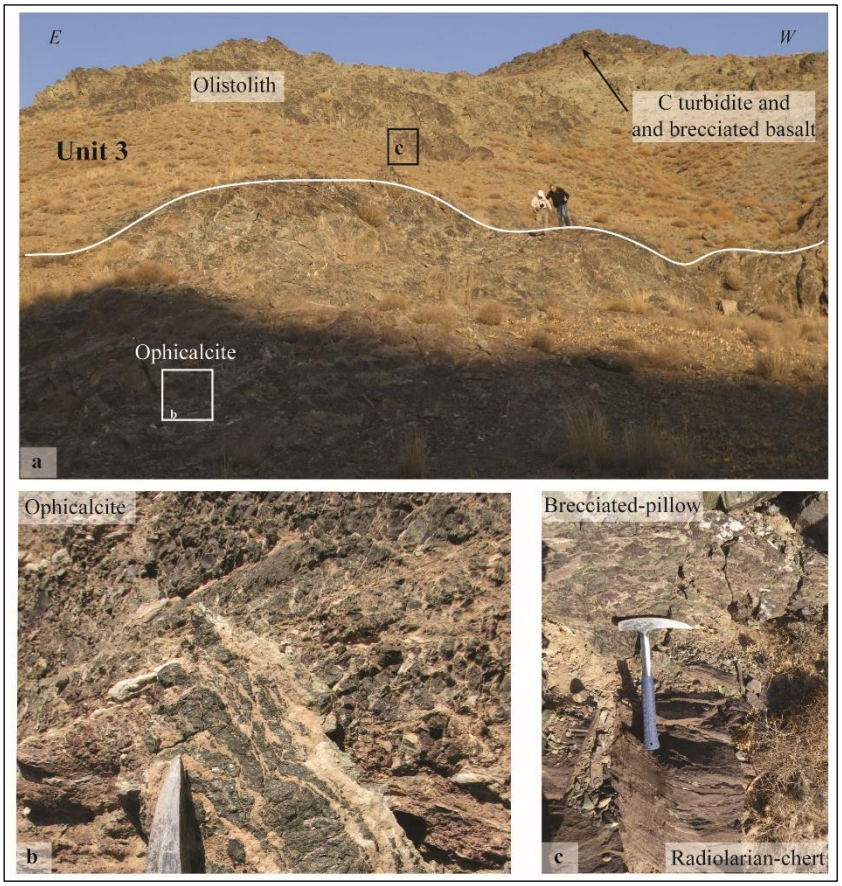


Figure 6.5. Exemple d'affleurement visible au sein de l'unité 3. **a)** vue d'ensemble avec à la base des péridotites serpentinisées (non visibles) recouvertes par des ophicalcites pluri-métriques elles même sous un niveau de radiolarite et d'un olistostrome. Le sommet est constitué de flysch alternant avec des brèches de basalte ; **b)** détail de l'ophicalcite basale ; **c)** détail du niveau de radiolarite et du début de l'olistostrome.

6.1.3. Discussion sur le type d'ophiolite

1. Généralisation des observations précédentes à l'ensemble de la ride de Birjand et de l'ophiolite du complexe de Neh

Que ce soit au niveau de la ride de Birjand (comme l'illustre la Figure 6.6) où des affleurements ophiolitiques observés le long des coupes de Forg, Ramengan et Barak (Figure 3.2f-h-i), la structure interne des unités ophiolitique reste toujours semblable. Ainsi l'ophiolite du complexe de Neh présente les caractéristiques suivantes :

– Les niveaux de basalte sont peu épais, maximum quelques centaines de mètre, et toujours discontinus.
– Les rares dykes basaltiques ou doléritiques recoupent localement la péridotite. Ils ne coalescent jamais pour former un cortège filonien.
– Les gabbros sont toujours intrusifs, en poche de taille variable, dans la péridotite serpentinisée et ne constituent jamais de niveau continu.
– Il est fréquent de trouver directement sur les péridotites serpentinisées des ophicalcites, plus rarement des radiolarites ou des brèches à matrice carbonatée et à clastes de basalte ou de gabbro dont la taille peut atteindre celle d'olistolithe. Ces sédiments peuvent être recouverts de basaltes.
– Des failles de détachement océaniques affectent cette ophiolite.

2. Discussion sur le type d'océan à l'origine de cette ophiolite

Les observations précédentes sur l'ophiolite du complexe de Neh montrent que celle-ci présente une croûte fine et discontinue constituée uniquement de basaltes, sans complexe filonien et sans niveau continu de gabbros lités ou isotropes. De plus, le manteau a dû être à l'affleurement dans les fonds océaniques pour être recouvert directement par des sédiments. Ces sédiments sont par endroit sous la pile de basalte, à l'interface avec les péridotites.

Toutes ces structures internes dans les trois unités de l'ophiolite du complexe de Neh sont comparables avec des organisations structurales décrites au niveau des portions de dorsales lentes à ultra-lentes de l'océan Atlantique ou de l'océan Indien (e.g. Cannat et al., 2009; Picazo et al., 2013; Sauter et al., 2013; Escartín et al., 2017) ou, avec celles des unités ophiolitiques des Alpes occidentales, interprétées comme des fragments issus de paléo-dorsales lentes à ultra-

lentes (e.g. Manatschal and Müntener, 2009; Manatschal et al., 2011; Vitale Brovarone et al., 2014; Lagabrielle et al., 2015).

L'ophiolite du complexe de Neh a donc été formée au droit d'une paléo-dorsale lente à ultra-lente. L'hétérogénéité de la lithosphère ocanique, le découpage de cette lithosphère par des détachements intra-océaniques précoces, la discontinuité des affeurements et la présence de brèches à olistolithes, explique la cartographie de ces unités ophiolitiques sous le terme générique de « mélanges colorés » présent dans les légendes des cartes de Birjand.

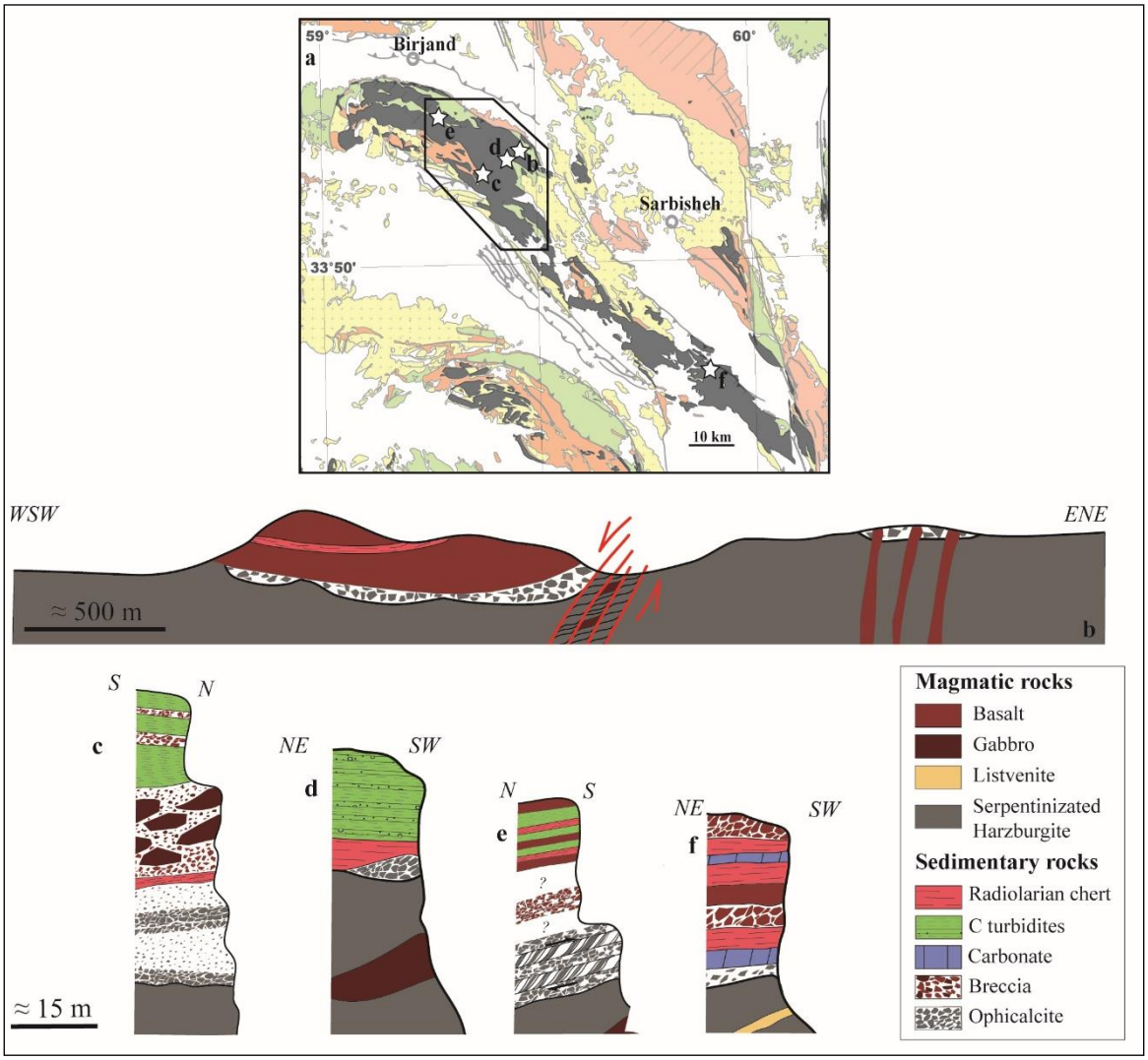


Figure 6.6. Représentation schématique de cinq affleurements ophiolitique de la ride de Birjand

6.2. Pétrologie et géochimie de l'ophiolite : contrainte sur la formation de l'ophiolite

6.2.1. Pétrologie, minéralogie et conditions PTt des roches de l'ophiolite

1. Pétrologie et minéralogie des lithologies de l'ophiolite

Comme cité précédemment, la partie non sédimentaire de l'ophiolite est constitué de trois principaux types de roche. Des exemples de ces différentes lithologies sont présentés en Figure 6.7 et un bilan des compositions minéralogiques observées est disponible en Table 6.1.

– Les roches les plus abondantes sont des péridotites dont le degré de serpentinisation va de faible à presque complet. Les péridotites faiblement serpentinisées présentent une dominance d'olivine et d'orthopyroxène. Les clinopyroxènes sont généralement moins représentés. Ces péridotites sont donc principalement des harzburgites en accord avec les précédentes études pétrologiques menées sur cette ophiolite (Moazzen et al., 2006; Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012a). Des phases secondaires comme les serpentines, les chorites et les amphiboles ont été observées.
– Les gabbros, micro-gabbros et dolérites en intrusion dans les péridotites serpentinisées présentent une minéralogie dominée par le clinopyroxène et le plagioclase. Le sphène est une phase accessoire fréquente. Certains gabbros sont amphibolitisés. Des minéraux secondaires comme l'épidote ou plus rarement la chlorite, la pumpellyite ou la prehnite ont été observés.
– Les basaltes montrent une minéralogie dominée par le plagioclase et en moindre proportion le clinopyroxène et les oxydes de fer-titane. Des phases secondaires comme l'épidote et la pumpellyite ont été observées ainsi que de la calcite au sein de veines tardives.

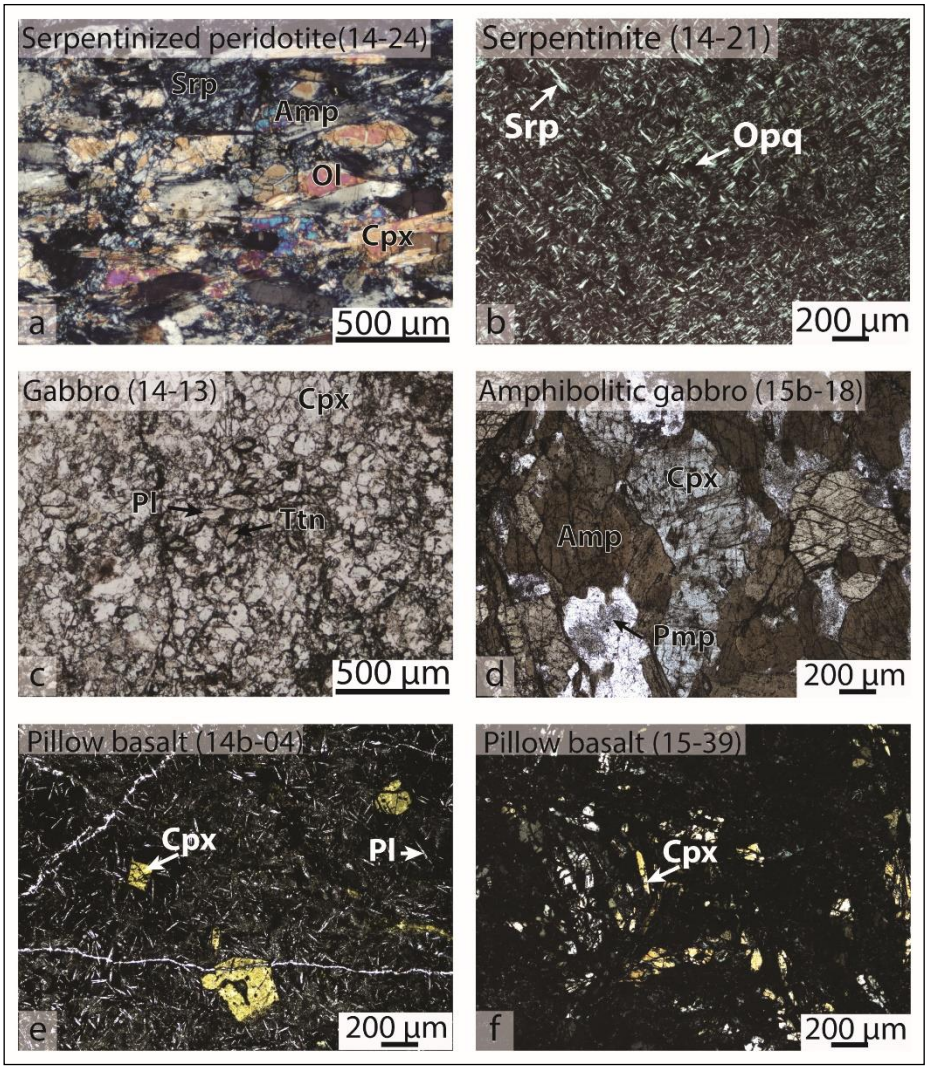


Figure 6.7. Photographies de lame mince (en lumière polarisée analysée ou non analysée) représentatives des roches constitutives de l'ophiolite. **a-b)** péridotites avec un degré de serpentinisation variable ; **c-d)** gabbros amphibolitisés ou non ; **e-f)** basaltes. Les abréviations sont tirés de Whitney and Evans (2010)

Samples				Mineralogy												
N°	Name	Latitude	Longitude	Ol	Srp	Cpx	Opx	Pl	Amp	Ep	Ttn	Chl	Prh	Opq	Pmp	Cal
14-21	Serpentinite	32°17'31.4''	59°51'46.3		+++++									+		
14-24	Serpentinite	32°03'13.6''	59°24'42.6''	+++	+	+	++		+++++		+			+		
17-01	Gabbro Amph	32°30'04.8"	60°21'04.3"			++		+	+++	+			+			
15b-18	Gabbro Amph	32°40'43.7"	59°30'09.0"			++		(+)	++++				++		+	
16-01b	Gabbro Amph	32°40'43.7"	59°30'09.0"					+++	+++							
16-01c	Gabbro Amph	32°40'43.7"	59°30'09.0"			+		++	+++	+	+					
14-13	Gabbro	32°00'04.7''	59°31'01.8''			+++		+		+	++					
15-33a	Dolérite	32°40'43.2"	59°30'09.0"			+++		+	+	+	+		+			
15-33b	Dolérite	32°40'43.2"	59°30'09.0"			+		++	++		+	+				
15-33c	Dolérite	32°40'43.2"	59°30'09.0"					++	++			+				
14b-03	Basalt	32°47'27.0''	59°07'18.8''					++						+	+	+
14b-04	Basalt	32°47'24.5''	59°07'43.4''			+		++		+				+	+	+
15-39	Basalt	32°49'38.4"	59°08'08.5"			+++		+		+				+		

Tableau 6.1. Minéralogie des différentes lithologies de l'ophiolite étudiées. Les abréviations sont tirés de Whitney and Evans (2010).

2. Chimie des phases présentes

Les principales phases minérales ont été analysées à la microsonde électronique et les formules structurales ont été calculées avec une méthodologie présentée en détail dans l'appendice de l'article présenté en Chapitre 8. De plus, la spectroscopie Raman a été utilisée pour déterminer les polymorphes des minéraux serpentineux ou la calcite de l'aragonite.

Les résultats obtenus sont synthétisés en Figure 6.8 mais l'ensemble des données acquises sur ces roches sont disponibles en Annexe 2.1.

Pour la péridotite analysée, les pyroxènes sont de l'enstatite, les olivines se situent près du pôle forstérite (généralement plus de 85% dans la solution solide forstérite-fayalite), les amphiboles sont des amphiboles calciques dont les compositions vont de la trémolite à l'édenite en passant par la magnésio-horblende. Les minéraux serpentineux sont de la lizardite.

Pour le gabbro analysé, les pyroxènes sont des augites, les plagioclases de l'albite et les amphiboles sont des amphiboles calciques : essentiellement des magnésio-hornblende mais quelques actinotes ont été analysées.

Pour les basaltes, les seuls phases majoritaires ayant données des analyses exploitables sont les plagioclases qui présentent une composition d'albite.

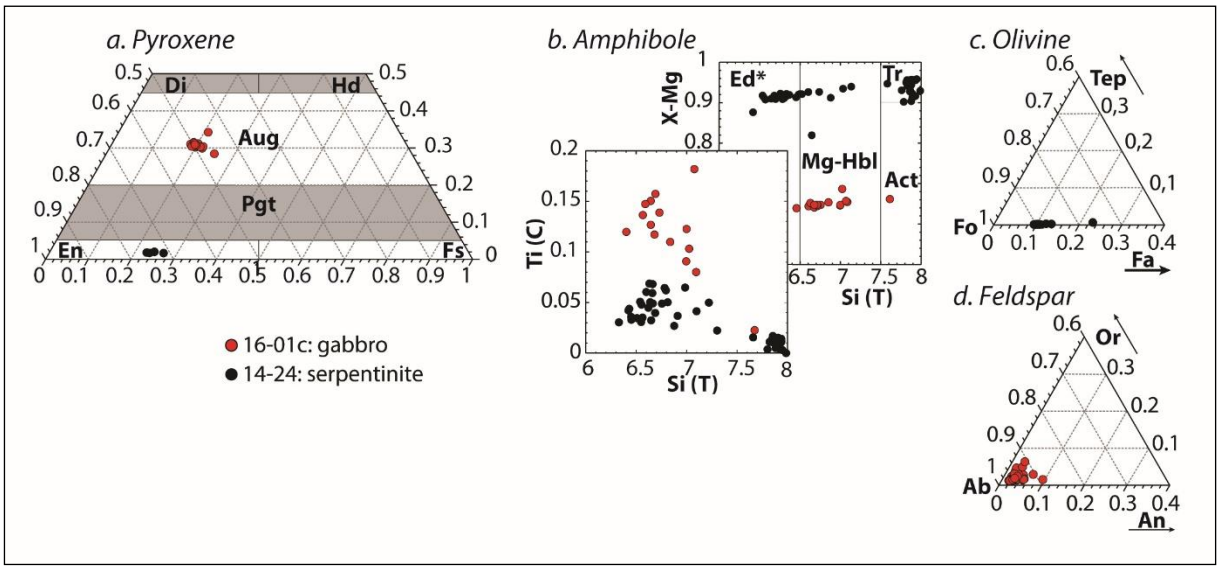


Figure 6.8. Caractérisation chimique des phases minérales analysées dans les roches de l'ophiolite. Les abréviations sont tirés de Whitney and Evans (2010). * signifie que contrairement aux autres ces amphiboles ont (Na+K)>0.5 et Ti<0.5 pfu.

3. Estimation des conditions P-T-t

La faible diversité minéralogique n'autorise l'emploie que de peu de thermo-baromètre. Les possibilités sont ici d'autant plus restreintes que les plagioclases sont de l'albite presque pure. Cet albite résulte d'une recristallisation tardive (e.g. Brophy and Pu, 2012) ce qui rend les plagioclases inutilisables dans l'estimations des conditions P-T de formation des roches magmatiques de cette ophiolite.

Seul le thermo-baromètre semi-quantitatif basé sur la composition en en Al_2O_3 et TiO_2 (pfu) des amphiboles (Ernst and Liu, 1998) a pu être utilisé. Ainsi les amphiboles analysées sur l'échantillon 16-01c de gabbro amphibolitisé (celui présent au sein du détachement visible Figure 7.3) donne des conditions de pression entre 0.3 et 0.7GPa et de température entre 625 et 775°C. Bien qu'il n'y ait pas d'évidence structurale attestant de la présence de plusieurs générations d'amphibole, ces analyses semblent montrer des conditions de températures et de pressions décroissantes, initiant une portion de chemin d'exhumation (flèche noire Figure 6.9).

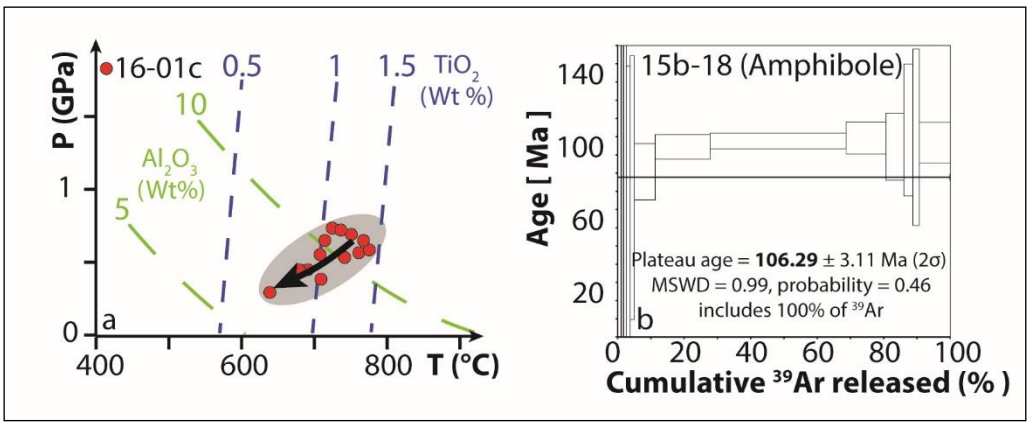


Figure 6.9. Estimation des conditions P-T-t d'un gabbro amphibolitisé. **a)** Estimation semi-quantitative des conditions P-T à partir des teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 (pfu) des amphiboles d'après Ernst and Liu (1998) ; **b)** Age plateau obtenu par méthode Ar-Ar sur amphibole de la même intrusion de gabbro amphibolitisé

4. Discussion sur le degré métamorphique de l'ophiolite

La minéralogie des échantillons basiques et ultrabasiques de l'ophiolite du complexe de Neh ne présente généralement pas de trace d'un métamorphisme important.

Les péridotites présentent une serpentinisation avec apparition de lizardite. La lizardite est la forme dominante des minéraux serpentineux pour des températures <300°C et elle se trouve en association avec l'antigorite jusqu'à 350°C pour de basses pressions (Schwartz et al., 2013). Cette serpentinisation se ferait donc pour des températures <350°C ce qui est en accord avec les estimations faites sur les péridotites serpentinisées actuellement au niveau de l'Atlantique (e.g. Picazo et al., 2012). Cette serpentinisation pourrait donc avoir une origine océanique, en contact avec l'eau de mer.

Pour les roches basiques, les conditions pression et température n'ont pu être précisées que pour un gabbro amphibolitisé de la zone de détachement qui donne des conditions moyennes de 700°C et 0.5 GPa. Ces conditions sont en accord avec les conditions de formation de gabbros foliés à amphibole estimés dans des paléo-zones de détachement intra-océanique entre 650 et 800°C (e.g. Frassi et al., 2017) ou de formation de foliation dans les péridotites des zones de détachement intra-océaniques actuels (e.g. Picazo et al., 2013). De plus, les amphiboles de ce gabbro folié (15b-18) ont été datées par méthode Ar-Ar à 106 ± 3Ma (Figure 6.9 ; méthodologie dans l'appendice de l'article en préparation du Chapitre 8), proche des âges obtenus par U-Pb sur les zircons de deux leucogabbros océaniques à 107 ± 1 Ma et 113 ± 1 Ma (Zarrinkoub et al., 2012a) plaidant pour une origine océanique de ce détachement.

L'ophiolite du complexe de Neh présente donc essentiellement un métamorphisme hérité de la phase océanique.

6.2.2. Géochimie des roches de l'ophiolite

Suite à ces observations structurales et pétrologiques, la géochimie d'une sélection d'échantillons a été étudiée.

5. Stratégie d'échantillonnage

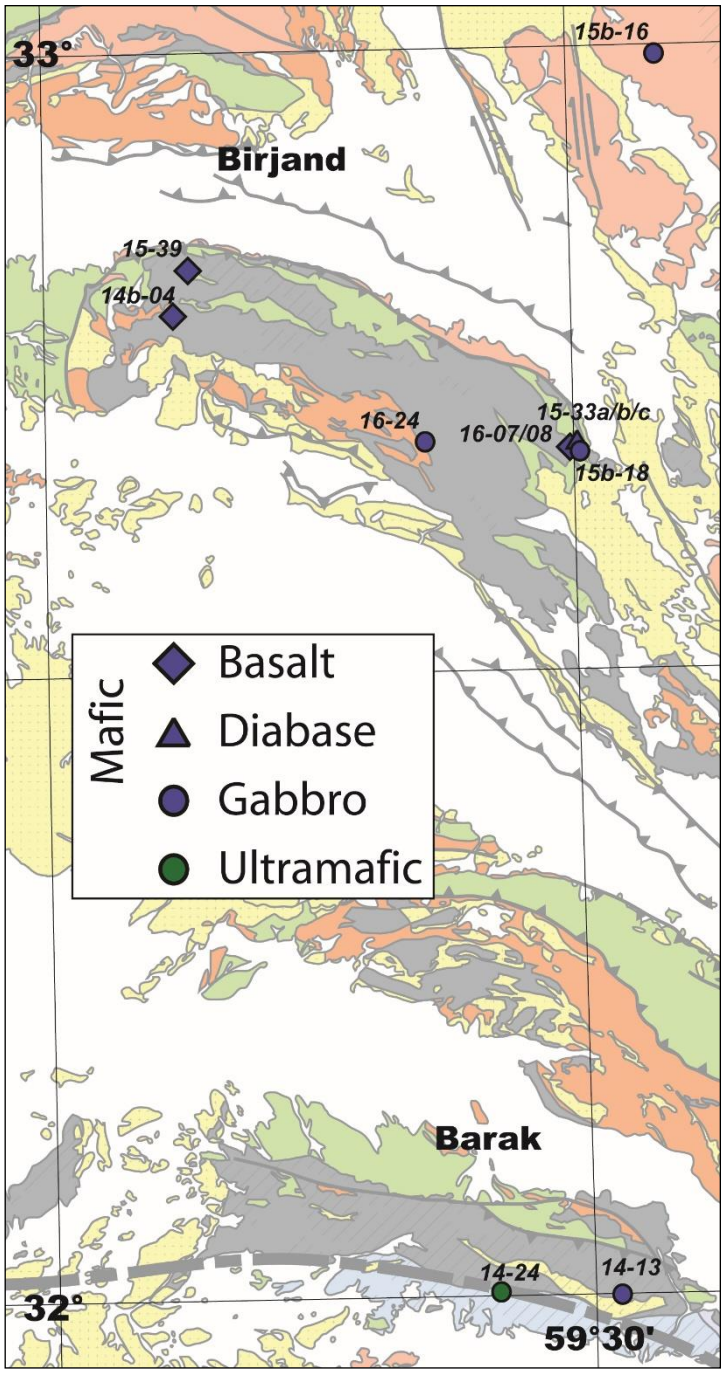


Figure 6.10 : Localisation cartographique des différents échantillons de l'étude géochimique.

Douze échantillons de l'ophiolite ont été analysés. Huit de ces échantillons proviennent de la ride de Birjand, trois de la ride ophiolitique plus au Sud proche de Barak et un au niveau d'un affleurement isolé d'ophiolite entre Birjand et Gazik.

D'un point de vue lithologique sur ces douze échantillons un est une péridotite de type harzburgite à clinopyroxène faiblement serpentinisée (14-24). Quatre sont des gabbros grenus dont 15b-18 qui correspond au gabbro folié à amphibole décrit précédemment au sein de l'unité 1 ; 16-24 est un gabbro en bloc dans l'olistostrome de l'unité et présente des traces de métamorphisme (Cf. section 7.3) ; les deux autres étant des gabbros intrusifs en place au sein de la péridotite serpentinisée dont la minéralogie est à clinopyroxène et plagioclase dominants. Trois sont des dolérites (diabase sur la Figure .10 et suivantes) dont le degré de cristallisation les rapproche de micro-gabbro. Elles ont été échantillonnées en intrusion dans la péridotite serpentinisée constituant le bloc inférieur du détachement décrit dans l'unité 1. Leur minéralogie est à amphibole et plagioclases mais présente des variations dans le détail (Cf. Tableau 7.1). Enfin, quatre sont des basaltes dont deux (16-07/08) proviennent du bloc supérieur du détachement décrit dans l'unité 1. Leur degré de cristallisation est variable notamment sur la quantité de microlithes de plagioclase visibles (Figure 7.7) et leur minéralogie est à clinopyroxène et plagioclase dominants.

1. Méthodes analytiques employées

Ces analyses ont été effectuées à l'Université de Strasbourg. Les échantillons ont été broyés dans des bols en agate pour limiter la contamination jusqu'à l'obtention d'une poudre homogène de taille de grain inférieur à 50 microns.

Pour l'analyse des éléments majeurs, 50 mg de cette poudre sont attaqués avec 850 µL d'acide nitrique ultra-pur à 15N et 350 µL d'acide fluoridrique ultra-pur. L'attaque acide se fait pendant quatre jours à 85°C. Une solution limpide est obtenue. L'acide fluoridrique est neutralisé par ajout de 20 mL d'acide borique à 20%. Cette solution est ensuite diluée dans 250 mL d'eau miliQ et laissée au réfrigérateur 48H, temps optimal à la neutralisation de l'acide fluoridrique et limitant la formation de colloïdes de silice avec l'acide borique. La solution finale est analysée par un *ICPOES iCap 6000 de Thermo-scientific*. La conversion nombre de coup-concentration se fait grâce à la calibration sur deux standards : un standard bas UB-N (péridotite) et un standard haut PM-S (microgabbro). Un blanc est périodiquement mesuré pour

pouvoir corriger de la dérive et les échantillons sont analysés trois fois pour estimer la dispersion.

La perte au feu qui estime la quantité présente dans la roche de volatil a été mesurée indépendamment. Cette mesure est effectuée sur environ 4 g de poudre. Une pesée est réalisée après une nuit à 110°C et pression atmosphérique ce qui libère les volatils absorbés. Une autre est faite après un chauffage de trois heures à 1 000°C et pression atmosphérique ce qui libère les volatils liés. Une dernière pesée est effectuée après une heure à 1 000°C et pression atmosphérique. L'écart entre les deux dernières pesées ayant toujours été de moins de 1% le protocole s'est arrêté après cette dernière étape de chauffage.

Pour l'analyse des éléments traces, 100 mg de poudre sont attaqués avec 1 mL d'acide nitrique ultra-pur à 15N, 5mL d'acide fluoridrique ultra-pur et 1mL d'acide perchlorique. L'attaque acide se fait pendant six jours entre 130 et 140°C. La solution limpide obtenue est évaporée d'abord à 120°C pour éliminer l'acide fluoridrique et nitrique puis à 140°C pour évaporer l'acide perchlorique. Le résidu solide obtenu est instantanément repris dans 2 mL d'acide nitrique à 15,25N, passer aux ultrasons pour favoriser la dissolution et mis à 90°C pendant 12 heures. Cette solution est ensuite évaporée et reprise instantanément dans 40 mL d'acide nitrique à 7N. La solution finale est analysée avec un *ICP-MS Thermo Scientic X series II*. La conversion nombre de coup-concentration se fait grâce à la calibration sur les deux mêmes standards que pour les éléments majeurs. Un blanc est aussi périodiquement mesuré pour pouvoir corriger d'une éventuelle dérive.

2. Teneur en éléments majeurs et traces

Le Tableau 6.2 présente les résultats des mesures des éléments majeurs, trace et de la perte au feu des douze échantillons analysés. Seule la péridotite analysée présente une perte au feu très élevée (7.17 wt%) et une somme des majeurs plus perte au feu faible (95.36%). Les autres analyses semblent de qualité bien que les échantillons 15-39 et 16-08 présente une perte au feu relativement élevée (>4 wt%) indiquant une altération potentiellement importante. Il est toutefois admis que les éléments traces ne sont que peu mobiles lors de l'altération (Tindle and Pearce, 1981; Hastie et al., 2007), ces analyses seront donc conservées au moins pour leurs données d'éléments traces.

	π	gabbro				dolerite			basalt			
Sample	14-24	14-13	15b-16	15b-18	16-24	15-33a	15-33b	15-33c	14b-04	15-39	16-07	16-08
Major elements by ICP-OES (Wt%)												
SiO_2	42.10	45.40	44.40	44.90	47.80	48.20	48.80	42.30	49.20	47.70	46.10	47.10
TiO_2	0.05	0.86	5.33	0.78	0.23	1.10	0.99	2.06	1.45	0.76	1.08	1.80
Al_2O_3	1.60	17.66	13.62	13.27	14.26	14.96	14.84	11.34	15.99	17.20	17.17	16.05
FeO_{tot}	7.49	6.39	18.82	9.02	5.53	10.62	10.61	13.99	10.40	7.83	10.40	8.92
MnO	0.12	0.11	0.24	0.18	0.10	0.17	0.16	0.20	0.15	0.13	0.19	0.12
MgO	35.06	5.12	6.17	13.01	13.69	8.99	10.00	16.34	5.65	8.72	5.29	6.51
CaO	1.59	19.19	8.93	15.78	14.57	11.06	10.15	10.45	7.68	11.05	13.28	8.89
Na_2O	0.13	0.67	3.19	1.46	1.93	3.17	3.41	1.29	5.02	2.84	3.04	4.47
K_2O	0.02	1.61	0.20	0.08	0.20	0.41	0.43	0.15	0.72	0.04	0.69	0.90
P_2O_5	0.03	0.12	0.03	0.06	0.03	0.09	0.08	0.17	0.18	0.07	0.11	0.23
LOI	7.17	1.81	0.36	2.58	3.77	1.45	1.60	3.51	2.93	4.16	3.35	4.96
Sum	95.36	98.95	101.27	101.11	102.12	100.22	101.07	101.79	99.37	100.49	100.68	99.95
K_2O/Na_2O	0.16	2.39	0.06	0.05	0.10	0.13	0.13	0.12	0.14	0.01	0.23	0.20
FeO_{tot}+MgO+ MnO+TiO_2	42.72	12.48	30.56	22.98	19.56	20.88	21.76	32.59	17.65	17.44	16.96	17.35
XMg	0.82	0.44	0.25	0.59	0.71	0.46	0.49	0.54	0.35	0.53	0.34	0.42
Trace elements by ICP-MS (ppm)												
Rb	0.13	119.00	3.40	0.57	3.55	5.66	5.60	1.58	18.58	0.10	42.43	20.31
Ba	0.90	231.00	23.60	16.89	14.74	131.00	129.00	14.89	51.13	20.67	124.00	86.90
Th	0.01	1.28	0.02	0.03	0.04	0.03	0.05	0.20	0.09	0.05	0.07	0.29
U	0.07	3.46	0.08	0.07	0.05	0.07	0.11	0.26	0.23	0.10	0.16	0.83
Nb	0.18	15.22	2.18	2.04	0.56	1.91	1.94	22.08	7.69	3.61	4.84	28.17
Ta	-	0.38	0.06	0.04	0.04	0.03	0.05	0.56	0.29	0.08	0.14	0.64
La	0.64	36.10	1.22	2.10	0.85	2.49	2.66	20.20	7.03	3.46	6.92	18.60
Ce	1.32	71.20	3.88	5.41	1.89	7.00	7.30	45.60	16.80	8.39	15.20	36.80
Pb	0.67	5.19	1.49	1.01	0.85	1.57	0.92	1.46	0.95	0.66	2.75	1.76
Pr	0.15	8.07	0.72	0.86	0.29	1.21	1.26	5.87	2.69	1.23	2.60	4.44
Mo	-	2.24	0.36	-	-	0.10	0.37	-	0.21	0.57	0.35	0.76
Sr	3.59	1020.0	142.00	62.25	70.19	128.00	73.33	64.15	166.00	232.00	751.00	307.00
Nd	0.69	29.50	4.30	4.58	1.55	6.64	6.73	24.30	13.40	5.83	13.00	18.20
Sm	0.17	5.87	1.75	1.71	0.54	2.52	2.50	5.25	4.11	1.71	4.14	4.34
Zr	1.61	49.68	19.66	29.91	7.61	21.29	20.29	32.68	120.00	46.17	63.44	148.00
Hf	-	1.52	0.56	0.62	0.11	0.62	0.61	0.92	2.34	0.81	1.44	2.52
Eu	0.12	1.19	1.07	0.65	0.27	1.02	0.95	1.78	1.38	0.69	1.56	1.52
Gd	0.22	5.54	2.63	2.42	0.80	3.68	3.59	5.29	5.39	2.20	5.71	4.95
Tb	0.03	0.92	0.54	0.50	0.16	0.76	0.74	0.84	1.02	0.42	1.15	0.87
Dy	0.26	4.88	3.27	2.99	1.04	4.53	4.39	4.09	5.86	2.49	6.86	4.76
Y	1.84	31.00	20.10	19.20	6.58	29.30	28.20	21.60	39.00	15.70	48.00	29.00
Ho	0.05	1.05	0.75	0.68	0.24	1.04	1.02	0.79	1.34	0.56	1.61	1.04
Er	0.19	2.94	2.06	1.91	0.66	2.91	2.85	1.97	3.69	1.57	4.48	2.80
Tm	0.03	0.49	0.34	0.32	0.10	0.49	0.48	0.28	0.62	0.26	0.76	0.46
Yb	0.21	2.98	2.04	1.91	0.65	2.96	2.86	1.61	3.61	1.60	4.51	2.73
Lu	0.03	0.45	0.31	0.29	0.10	0.45	0.43	0.22	0.55	0.24	0.69	0.42
V	55.51	79.59	895.00	178.00	144.00	273.00	246.00	209.00	260.00	188.00	371.00	224.00
Cr	2290.0	63.90	4.60	518.10	1470.0	400.60	444.20	680.00	325.00	370.40	449.60	206.60
Co	94.00	34.90	54.60	43.60	35.20	43.50	46.60	64.00	34.50	38.10	57.50	29.60
Cu	3.50	6.10	64.60	42.60	84.00	56.00	55.10	96.50	67.50	72.40	75.20	53.20
Zn	52.70	52.00	129.10	74.00	27.90	91.60	101.40	111.90	74.50	58.60	155.90	76.60
La/Nb	3.54	2.37	0.56	1.03	1.52	1.30	1.37	0.91	0.91	0.96	1.43	0.66
Sm/La	0.26	0.16	1.44	0.81	0.64	1.01	0.94	0.26	0.59	0.49	0.60	0.23
Ta/Yb	-	0.13	0.03	0.02	0.06	0.01	0.02	0.35	0.08	0.05	0.03	0.24
Th/La	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Th/Nb	0.07	0.08	0.01	0.02	0.07	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Th/Ta	-	3.34	0.41	0.77	0.97	1.00	0.87	0.35	0.30	0.59	0.54	0.45
Th/Yb	0.06	0.43	0.01	0.02	0.06	0.01	0.02	0.12	0.02	0.03	0.02	0.11
Yb/Tb	6.61	3.23	3.74	3.85	4.01	3.92	3.88	1.93	3.53	3.78	3.94	3.13

Tableau 6.2. Quantité d'éléments majeurs et traces des 12 échantillons analysés.

π = péridotite

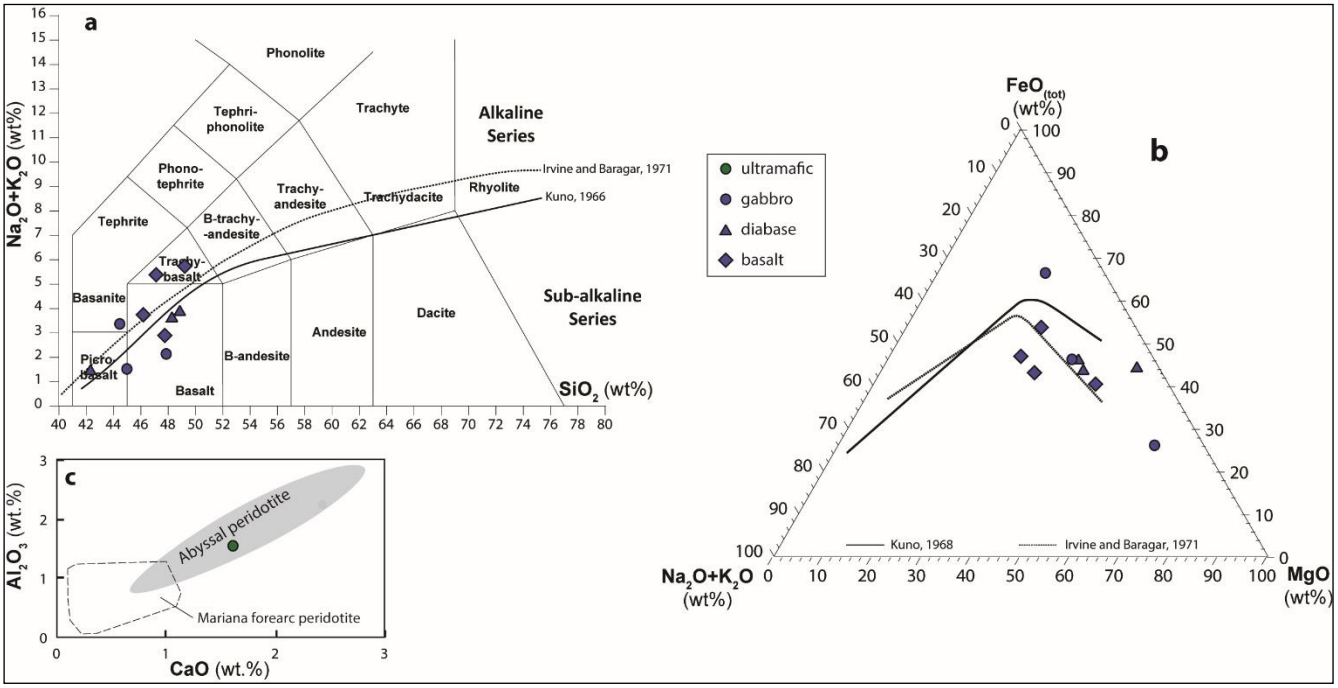


Figure 6.11. Classification chimiques des roches basées sur leur contenu en éléments majeurs. **a)** Diagramme total alcalin *vs* silice (TAS) ; **b)** Diagramme AFM ; **c)** Diagramme Al_2O_3 *vs* CaO de classification des péridotites. Les aires des péridotites abyssales et d'avant arc sont d'après Pearce et al. (1992).

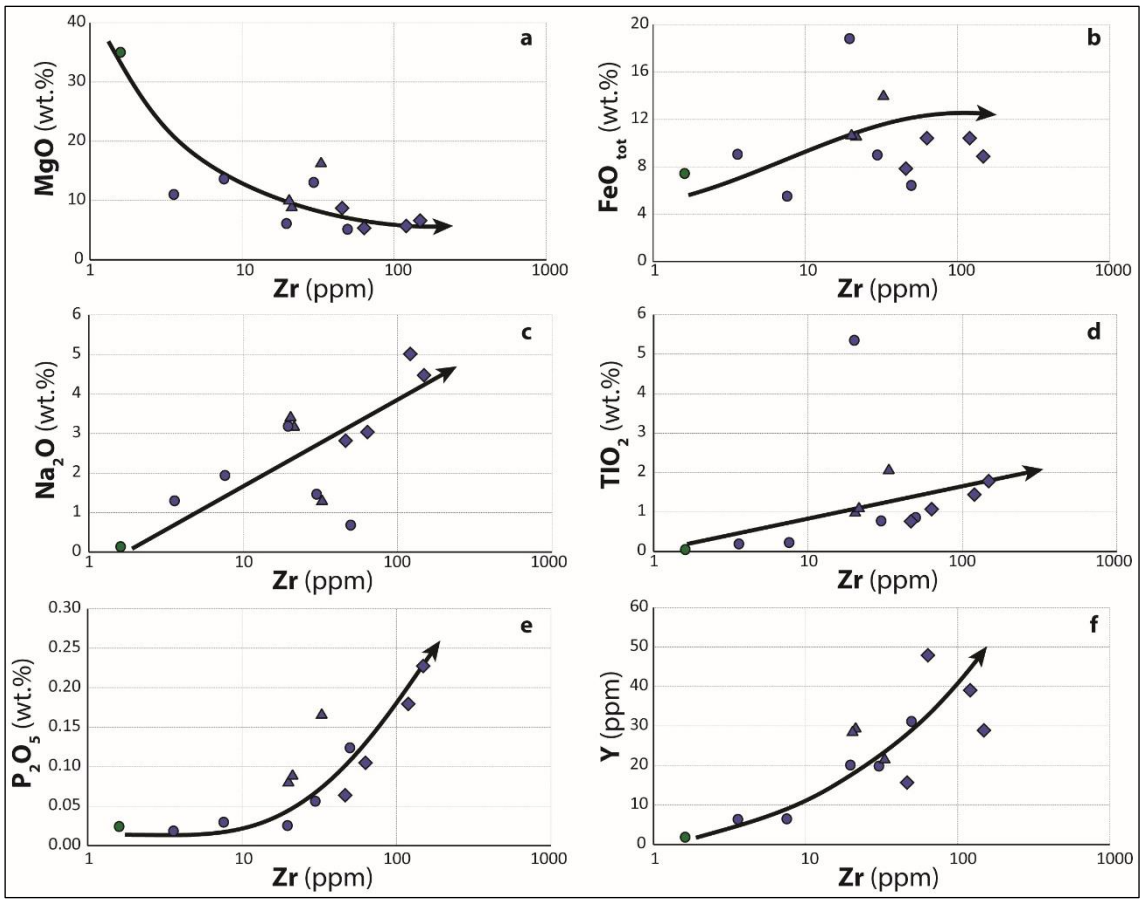


Figure 6.12. Diagrammes binaires de différents éléments en fonction de la teneur en zirconium.

L'analyse des éléments majeurs montrent que les échantillons non ultra-basiques sont d'un point de vue chimique principalement des basaltes (entre picro-basaltes et trachy-basalte) du champ des roches sub-alcalines (Figure 6.11a) et plus particulièrement du champ des roches tholéïtiques (Figure 6.11b). Pour la péridotite, sa composition en CaO et Al_2O_3 (Figure 6.11c) la place au sein des péridotites océaniques des plaines abyssales.

Le diagramme binaire (Figure 6.12a) du MgO en fonction du Zr présente une corrélation inverse alors que les diagrammes (Figure 6.12b-f) du FeO, Na_2O, TiO_2, P_2O_5 et Y en fonction du Zr montrent une corrélation positive.

L'analyse des éléments traces (Figure 6.13) montre pour la péridotite un spectre de terres rares normalisé aux chondrites relativement plat avec un très léger enrichissement en terres rares légères (La et Ce). Pour les roches basiques, les spectres des éléments traces permettent de définir trois groupes :

– Le groupe 1 correspond à deux dolérites (15-33a et b) qui montrent des spectres en terres rares avec un léger appauvrissement en terres rares les plus légères (du La au Eu). Leurs spectres d'éléments traces normalisés au N-MORB sont plats et autour de 1 avec des anomalies négatives marquées en Th, Ta, Zr, Hf et Lu.
– Le groupe 2 comprend la plupart des gabbros (15b-16, 15b-18, 16-24) et des basaltes (15-39, 16-07, 16-08) qui présentent des spectres en terres rares plats entre 3 et 30 fois plus riches que les valeurs des chondrites. Leur spectre en éléments traces normalisés au manteau primitif sont eux aussi relativement plats avec des valeurs comprises entre 1 et 30 sauf pour le Th qui présente une anomalie négative. Les spectres des gabbros ont des valeurs moyennes plus faibles que ceux des basaltes. Leur spectre en éléments traces normalisés au N-MORB ont des valeurs proches de 1. Les traces les plus compatibles (Rb à La) montrent toutefois un léger enrichissement. Th et Lu présentent une anomalie négative. Des anomalies négatives moins marquées en Ta, Hf et Zr sont visibles.
– Le groupe 3 est représenté par un gabbro (14-13), une doélérite (15-33c) et un basalte (16-08) qui présentent une pente négative de leur spectre de terres rares due à un enrichissement en terres rares légères (La-Ce). Cette pente négative se retrouve dans les spectres d'éléments traces normalisés au manteau primitif et au N-MORB avec des anomalies négatives en Th, Ta, Zr, Hf voir Ti. Le Lu normalisé au N-MORB présente aussi une anomalie négative.

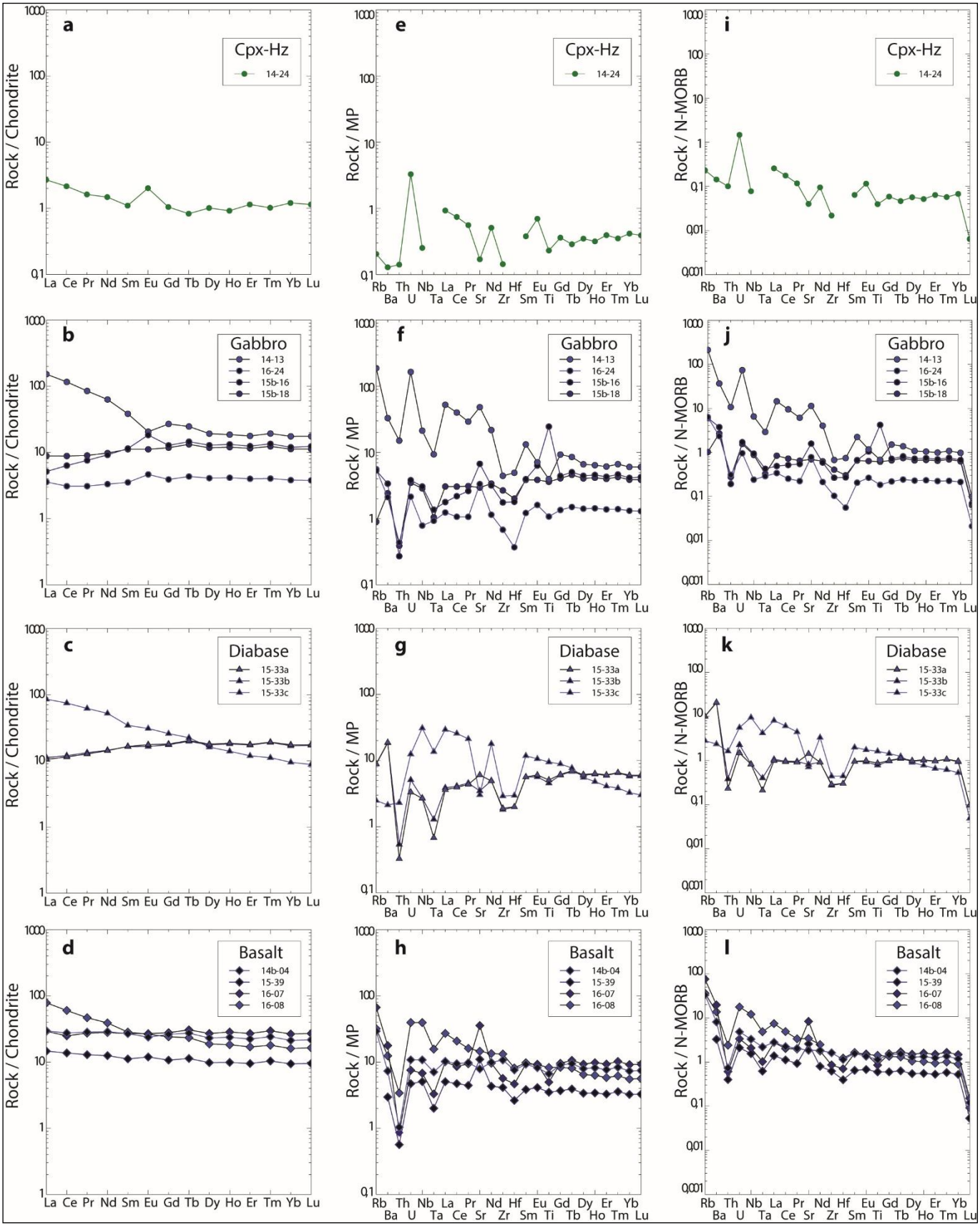


Figure 6.13. Diagrammes multi-élémentaire normalisé. **a-d)** Spectres des terres rares normalisés aux chondrites pour les différentes lithologies. **e-h)** Diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif pour les différentes lithologies. **i-l)** Diagrammes multi-élémentaires normalisés au N-MORB pour les différentes lithologies. Normalisation en fonction des valeurs de Sun and McDonough (1989).

3. Discussion sur la nature et l'origine de l'ophiolite

La figure 6.14 présente un ensemble de diagrammes de classification des roches magmatiques en fonction de leur contenu en éléments traces. Dans ces diagrammes les groupes 1 et 2 précédemment décrits sont indiscernables et classés dans les MORB et plus particulièrement les N-MORB. Seuls les échantillons 16-24 et 16-07 montrent des signatures différentes avec des caractéristiques d'arc dans le digramme V *vs* Ti (Figure 7.14a) ou de E-MORB pour 16-24 (Figure 6.14b). Toutefois les autres diagrammes ne confirment pas ces tendances. Le groupe 3 quand à lui (16-08 ; 15-33c et 14-13) présente dans les diagrammes qui permettent de le montrer des caractéristiques intermédiaires entre N-MORB et OIB, des E-MORB.

Nos résultats sont donc en accord avec les études précédentes de Saccani et al. (2010) et Zarrinkoub et al. (2012 ; voir Chapitre 2) qui montraient déjà que l'essentiel des roches magmatiques de l'ophiolite du complexe de Neh étaient des N-MORB provenant de l'activité magmatique d'une dorsale océanique et qu'une minorité était des E-MORB provenant d'un mélange entre un manteau appauvri à l'origine des N-MORB et un manteau enrichi probablement d'origine plus profonde. Ainsi, les échantillons de notre groupe 1 seraient des N-MORB, ceux du groupe 3 seraient des E-MORB et ceux du groupe 2 pourraient correspondre à un mélange entre ces deux pôles avec un enrichissement limité rendant leur spectre en terres rares plats mais pas suffisamment enrichis pour les différentiés de N-MORB classiques.

De plus, Saccani et al. (2010) avaient décrit la présence d'une série typique d'un magmatisme en contexte de zone de supra-subduction et Zarrinkoub et al. (2010) soulignaient que certains de leurs échantillons présentaient des caractéristiques partielles de magmas d'arc pouvant provenir d'une activité magmatique en zone de supra-subduction. Les anomalies négatives en HFSE tel Ta, Zr et Hf observées dans tous nos échantillons (Figure 6.13) pourraient s'expliquer si la source de ce magmatisme avait été influencée faiblement par l'activité d'une zone de subduction. Cependant les anomalies négatives prononcées en Th, l'absence d'anomalie significative en Ti et peu d'anomalies positives en éléments lithophiles LILE (en dehors de l'U) montre que si il y a eu un effet, il reste très limité. Par ailleurs, les diagrammes de relation entre la teneur un certain nombre d'éléments significatifs et les positions géodynamiques (Figure 6.14) et surtout les rapports remarquables entre Th, Ta, Nb, La, Yb, révélateurs de la source mantellique, montrent que l'ensemble des échantillons se

répartissent bien entre un pôle N-MORB et E-MORB. Les échantillons s'écartant de cette tendance ne sont pas les mêmes dans les différents diagrammes V*vs*Ti et Hf, Th, Ta.

Cette signature, même faible et contradictoire dans nos échantillons, nous oblige à considérer l'hypothèse d'une possible existence d'une zone de subduction intra-océanique au sein du Sistan comme proposé par Saccani et al. (2010) et repris par Zarrinkoub et al. (2012) ou encore d'un effet ténu d'une subduction plus lointaine de la Néo-Téthys qui aurait permis l'ouverture en position de bassin arrière arc du Sistan (e.g. Agard et al., 2011; Saadat and Stern, 2016).

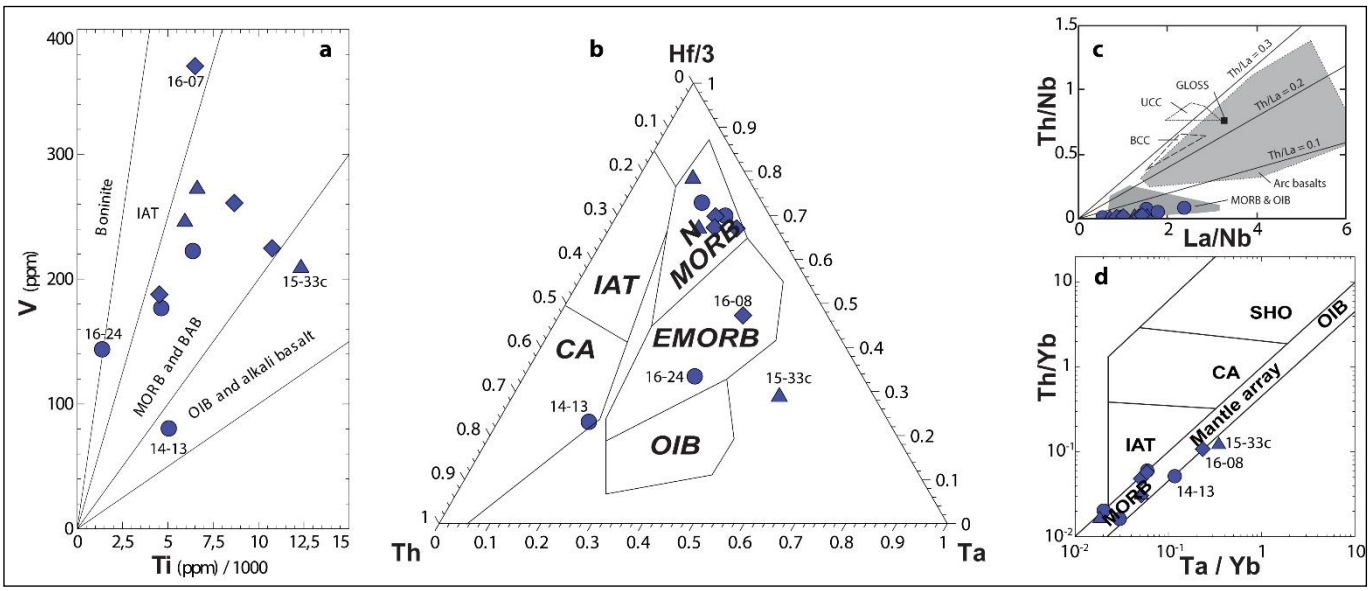


Figure 6.14. Classifications des roches magmatiques basées sur leur contenu en éléments trances. **a)** Diagramme V *vs* Ti/1000 : un enrichissement en V marque une fugacité en oxygène plus important typique de zone de subduction (Shervais, 1982) **b)** Diagramme ternaire Th, Ta, Hf/3 : sensible à la pente des éléments traces légers et aux anomalies négatives de Ta et Hf (HFSE) des magmas de zone de subduction (en ppm; Wood et al., 1979). **c)** Th/Nb *vs* La/Nb : sensible à l'anomalie négative en Nb des magmas de zone de subduction (Marchesi et al., 2007) **d)** Th/Yb *vs* Ta/Yb : caractérise la pente du spectre des éléments trace en fonction d'une éventuelle anomalie en Ta typique de zone de subduction (Pearce et al., 1981). BAB : Back Arc Basin ; CA: Calc-Alkaline; EMORB: Enriched Mid Oceanic Ridge Basalt; IAT: Island Arc Tholeiite; MORB: Mid Oceanic Ridge Basalt; NMORB: Normal Mid Oceanic Ridge Basalt; OIB: Ocean Island Basalts; SHO: Shoshonitite.

6.3 Pétrologie, minéralogie et conditions P-T-t des roches métamorphiques associées à l'ophiolite : contrainte sur la mise en place de la nappe

Bien que l'essentiel de l'ophiolite ne présente qu'un métamorphisme hydrothermal d'origine océanique, quelques rares affleurements présentent des roches ayant subies un métamorphisme différent. Deux types de métamorphisme ont été détectés : un métamorphismes dans la couverture des péridotites à méta-radiolarite, méta-ophicalcite ou méta-brèches et un à la base de certaines unités ophiolitique à amphibolite qui constituent la semelle métamorphique de cette nappe ophiolitique. Cette partie étant largement développé dans l'article présenté en Chapitre 8, seul les résultats principaux vont être résumés ici.

6.3.1. Localisation des échantillons métamorphiques

Deux types de roches métamorphiques ont été échantillonnés dans trois localités :

– Celles localisées le plus au Nord proviennent de la ride de Birjand. Ces roches métamorphiques sont des métasédiments : méta-radiolarite, méta-ophicalcite ou méta-brèches à clastes de basalte ou de gabbro. Ces échantillons proviennent soit de l'unité 3 de la ride ; la plus basale (voir coupe Figure 4.2g) au niveau de l'affleurement décrit en Figure 6.5 soit d'une écaille tectonique coincées entre l'unité 2 et 3 (échantillons plus au Nord-Est).

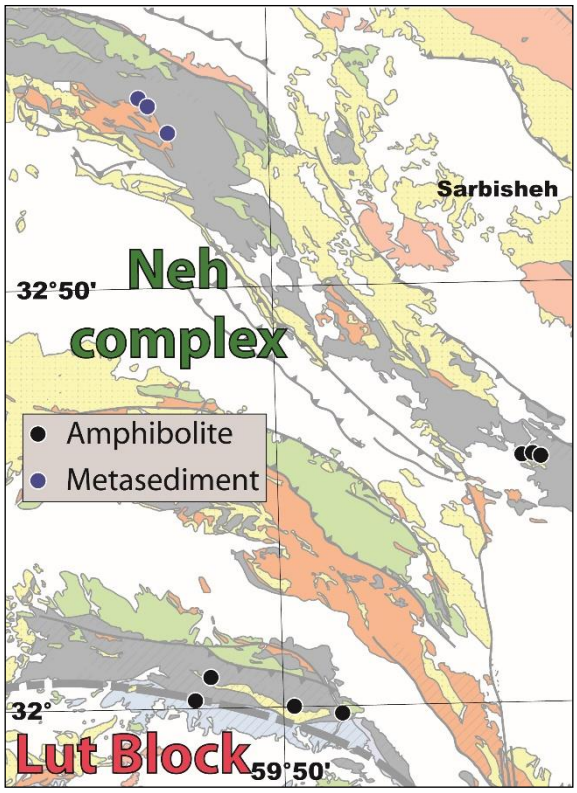


Figure 6.15. Localisation cartographique des différents échantillons métamorphiques échantillonnés en base d'ophiolite.

– Celles localisés le plus au Sud proviennent de la ride de Barak. Ces roches se trouvent toujours à la base de péridotite serpentinisée (Figure 6.16) appartenant soit à l'unité 2 soit à l'unité 3 (voir coupe de Barak Figure 3.2i) et n'excèdent pas 10 à 20 mètres d'épaisseur. Il s'agit d'amphibolites foliées parfois associées à des métasédiments et secondairement recoupées par des injections magmatiques. Celles localisées au Sud de Sarbisheh sont aussi des amphibolites foliées ou fortement recristallisées échantillonnées à la base de péridotite serpentinisée sauf un échantillon provenant d'un boc isolé.

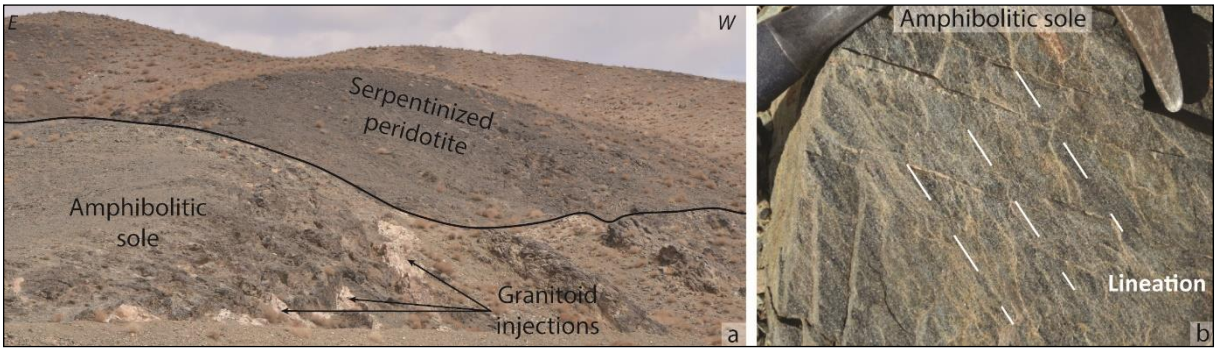


Figure 6.16. Photographies des affleurements d'amphibolite au niveau de la ride de Barak.

6.3.2. Description pétrologique et minéralogique

1. Pétrologie des deux types de roches métamorphiques

Le Tableau 6.2 présente les minéraux observés dans les métasédiments de la ride de Birjand ainsi que dans les amphibolites et métasédiments associés de la base des unités péridotitiques de Barak et du Sud de Sarbisheh.

– Les métasédiments de la ride de Birjand présentent trois lithologies principales. Les métaradiolarites sont essentiellement constituées de quartz, plagioclases et amphiboles bleues (Figure 6.17a1). De petits grenats, des micas blancs et des oxydes de fer titane ont été fréquemment observés. Des minéraux secondaires comme l'épidote et la chlorite sont ubiquistes. Les ophicalcites sont majoritairement constituées de minéraux serpentineux, de carbonates et d'oxydes ferro-titanés mais de petits grenats à extension ondulante ont été observés tout comme de petits cristaux de lawsonite présents dans la matrice carbonatée. Enfin, les brèches à clastes de basalte ou de gabbro (Figure 6.17a2-4) présentent dans les parties mafiques une minéralogie dominée par des amphiboles, des pyroxènes, des plagioclases et de petits cristaux de lawsonite. Chlorite et épidote constituent des phases secondaires. La matrice est constituée de carbonate mais de petites lawsonites y ont aussi été observées.
– Les amphibolites (Figure 6.17b) de la ride de Barak et du Sud de Sarbisheh ont des minéralogies comparables. Ces amphibolites sont essentiellement constituées de plagioclases et d'amphiboles brunes (Figure 6.17b1). Sphène et quartz sont souvent présents. Certaines de ces amphibolites présentent des clinopyroxènes qui peuvent soit être de petites tailles et inclus dans la foliation soit de taille plus importante ; ils forment alors des boudins dans la foliation (Figure 6.17b2). Les métasédiments associés à ces amphibolites ont une minéralogie riche en quartz et phyllosilicate (biotite ou micas blanc). Certains présentent de la matière organique dont la température maximale a pu être déterminée par spectroscopie Raman (cf. Chapitre 5).

Birjand metasediment				Qz	Pl	Amp	Grt	Ph	Chl	Ep	Opq	Cal	Lws	Cpx	Srp	Ttn	Pmp
14-04a	Chert	32°43'42''	59°19'03.6''	++++++	+++	Rbk ++			+	+	ilm +						
14-04b	Chert	32°43'42''	59°19'03.6''	++++++	+++	Rbk ++		+	+	+	+						
14-05	Chert	32°43'07.8''	59°19'42.4''	++++++	+++	Rbk ++	+	+	+	+	ilm +						
14b-14	Chert	32°43'08.2''	59°19'42.2''	++++++	+++	Rbk ++	+	+	+		ilm +						
15b-19	Chert	32° 0'15.50''	59°34'41.40''	++++++	+++	Rbk ++		+	++		ilm +			Omp ++			
15-36	Gabbro-breccia	32°41'39.8''	59°21'11.9''		+++	+++			+	+	+		++	Aeg ++		+	+
16-24	Gabbro-breccia	32°41'08.5''	59°21'26.8''		+++								++	+++			
16-26	Spilitic-breccia	32°41'08.5''	59°21'26.8''			+						+++	++			+	+
16-21b	Ophicalcite	32°41'08.3''	59°21'24.3''				+				Mag +	++	+		Liz ++		

Amphibolitic sole				Amp	Pl	Cpx	Ttn	Qz	Ep	Grt	WM	Opq	Rt	Mag	Bt	Chl	Cal	OM
14-01	Amphibolite	32°43'33.9''	59°01'59.8''	++++	+++		+	++	+		+	Ilm +				+		
14-09	Amphibolite	32°00'04.7''	59°31'01.8''	++++	+++		++	++	+		+	Ilm +	+					
14-18	Amphibolite	32°17'30.9''	59°51'44.2''	++++	++++		++	(+)	+			+			(+)			
15b-15a	Amphibolite	31°59'58.7''	59°30'59.7''	++++	++++													
15b-15b	Amphibolite	31°59'58.7''	59°30'59.7''	++++	++++													
15b-15c	Amphibolite	31°59'58.7''	59°30'59.7''	++++	++++		+	++				Ilm +		+				
16-42	Amphibolite	32°17'40.4''	59°51'16.4''	++++	+++		++	++				+						
16-43b	Amphibolite	32°17'33.0''	59°51'04.2''	++++	++++			++										
16-45a	Amphibolite	32°17'32.7''	59°51'03.4''	++++	+			++										
16-45b	Amphibolite	32°17'32.7''	59°51'03.4''	++++			+++											
14-11b2	Amphibolite	32°00'04.7''	59°31'01.8''	+++	++	(+)		+			+	+					+	
14-20	Amphibolite	32°17'31.4''	59°51'46.3	++++	+++	(+)		+++++				Ilm +	+		+	+		
16-43a	Amphibolite	32°17'33.0''	59°51'04.2''	++++	++	(+)	+	++	++									
16-86	Amphibolite	31°59'56.3	59°22'34.7''	++++	+++	(+)	+		+							+	+	
14-11b	Amphibolite	32°00'04.7''	59°31'01.8''	++++	+++	++	++	+	++	+		+				+	+	
14-26a	Amphibolite	32°02'09.9''	59°24'00.1''	+++	++	++	+	++			+				+			
14-26c	Amphibolite	32°02'09.9''	59°24'00.1''	+++	+	++	+	++	+	+	+	+					+	
17-18	Amphibolite	32° 2'13.08'	59°24'1.02''	++++	+++	++												
14-07	Sediment	32°00'56.2''	59°33'19.0''					++++			+++	+				+		
14-23a	Sediment	32°01'08.9''	59°26'12.1''					+++				+			+++	+	+	++
16-80	Sediment	31°59'24.9''	59°29' 58.4''		(+)			+++							++	+	+++	++

Tableau 6.2. Minéralogie des échantillons de métasédiements et d'amphibolites étudiés. Les abréviations sont tirés de Whitney and Evans (2010) sauf OM : Organic Mater et WM : White Micas

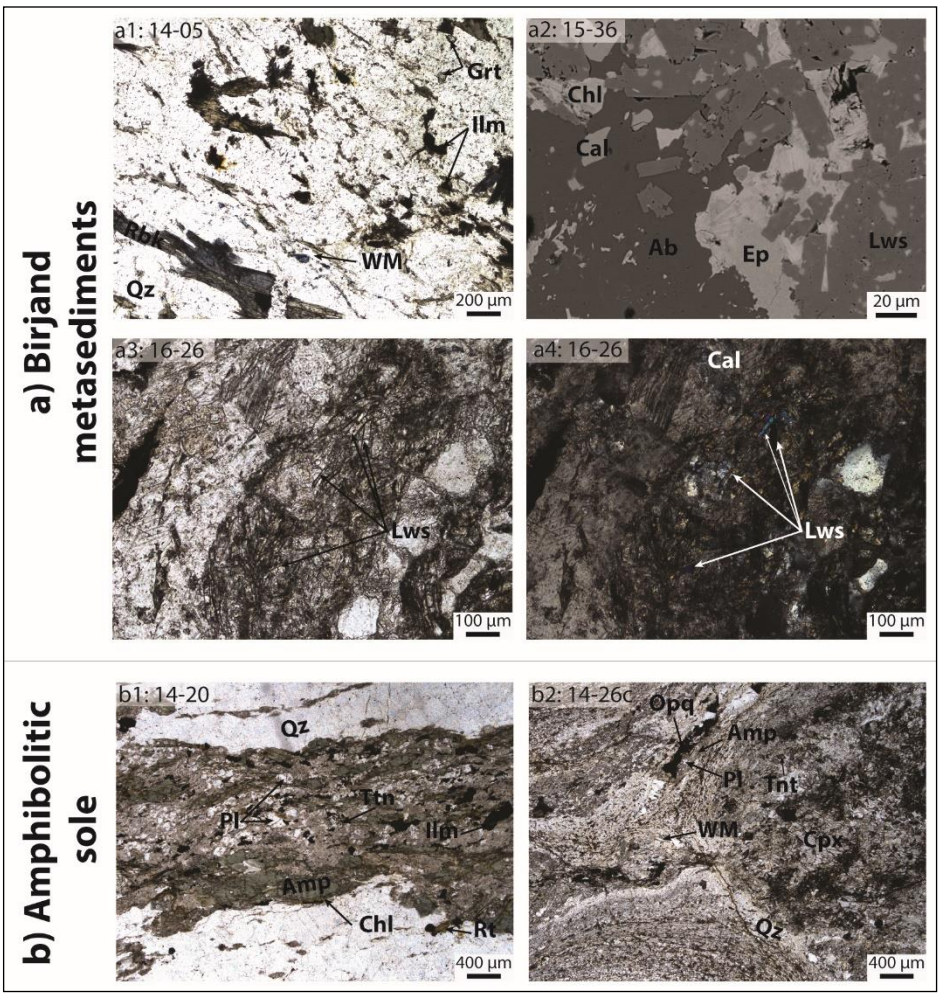


Figure 6.17 : Photographies prises au microscope optique ou électronique à balayage illustrant la minéralogie des roches métamorphiques étudiées. Les abréviations sont tirés de Whitney and Evans (2010) sauf WM : White Micas

2. Méthodes d'analyse minéralogique

La composition chimique des différents minéraux de ces échantillons a été obtenue par analyse à la microsonde électronique au service CAMPARIS. La nature des carbonates et des minéraux serpentineux présents a été déterminée par spectroscopie RAMAN à l'ENS de Paris (cf. méthodologie Chapitre 8).

3. Minéralogie des phases présentes

L'ensemble des données microsondes acquises sur ces échantillons est disponibles en Annexe 2.2. Nous ne présenterons ici que les décompositions en pôles purs basées sur les formules structurales calculées à partir des données sondes (Figure 6.18 ; méthodologie précisée en Chapitre 8).

– Les résultats obtenus pour les métasédiments de la ride de Birjand sont présentés en Figure 6.18a. Les analyses chimiques des minéraux des métaradiolarites indiquent que les amphiboles sont des riebeckites (suivant les critères de Leake et al., 1997), les micas blancs sont des phengites, les plagioclases sont de l'albite, les pyroxènes de l'omphacite, la chlorite du clinochlore et que les grenats sont riches en Mn et Fe. Pour les clastes de métagabbro, les pyroxènes peuvent être soit des omphacites soit des aegyrine-augites, les plagioclases sont des albites et les chlorites du clinochlore. Enfin, pour les ophicalcites, le minéral serpentineux est de la lizardite et le carbonate est de la calcite.
– Les résultats obtenus pour les amphibolites et les métasédiments associés sont présentés en Figure 6.18b. Les amphibolites ont des amphiboles généralement de type Mg-hornblende bien que certaines soient des tschermakites ou des trémolites. Des cartographies chimiques réalisées à la microsonde électronique montrent qu'au sein d'un échantillon les compositions des amphiboles varient peu. Ces variations peuvent être importantes d'un échantillon à un autre (XMg de 0.4 à 0.85) sans toutefois montrer d'organisation spatiale particulière. Les feldspaths sont des plagioclases avec des compositions très variables ; seuls quatre échantillons présentent des feldspaths potassiques. Les pyroxènes sont du diopside à l'exception de l'échantillon 14-20 qui présente des augites. Les grenats sont entre le pôle grossulaire et andradite. La teneur en Zr des sphènes a aussi été mesurée par ICPMS à ablation laser donnant des concentrations majoritairement entre 100 et 200 ppm.

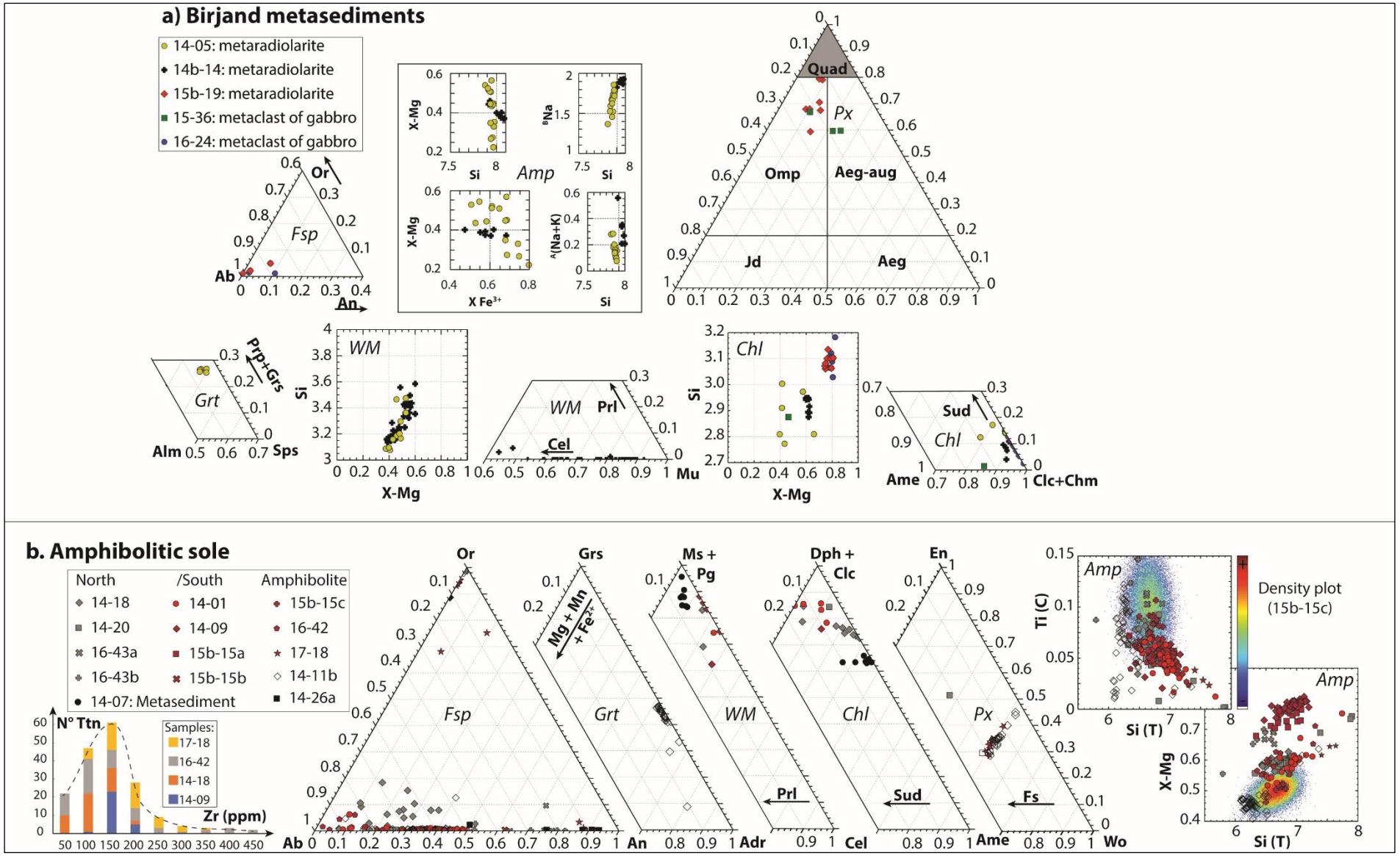


Figure 6.18. Diagrammes des compositions minérales **a)** pour les métasédiments de la ride de Birjand **b)** pour les amphibolites de base d'unité péridotitique et leurs métasédiments. Les abréviations sont tirés de Whitney and Evans (2010)

Pour les métasédiments, les micas blancs sont des phengites et les biotites sont proches du pôle phlogopite (XMg 0.65).

6.3.3. Estimations des conditions P-T

A partir des assemblages en minéraux et de leur composition, il a été possible de préciser les conditions pression et température subies par ces roches métamorphiques (Figure 6.19).

– Pour les métasédiments de la ride de Birjand, il est difficile d'établir des conditions P-T précises. En effet, les métaradiolarites par leur composition ferrique (présence de riebeckite) et mangasénifère (vue les compositions des grenats) ne sont pas propices aux estimations P-T. Les autres lithologies présentent des minéralogies assez pauvres. Toutefois, au sein des métaradiolarites, le Si des phengite parfois élevé et la présence de pyroxènes alumineux (omphacite) indiquent que ces échantillons ont subi une augmentation de pression. La meilleure estimation P-T pouvant être réalisée se base sur la composition minéralogique de l'échntillon 16-21b dont l'association calcite lizardite et lawsonite définit un champ entre 150 et 300°C pour 0.2 à 0.6 GPa (Figure 6.19a).

– Pour les amphibolites, plusieurs méthodes ont été mises en œuvre pour contraindre les conditions P-T de ces roches (Figure 6.19b). La thermobarométrie amphibole-plagioclase a été appliquée à onze amphibolites donnant des conditions entre 0.2 et 1.1 GPa et 650 à 875°C avec une moyenne à 0.65 GPa et 730°C. Cette méthode (Cf. Chapitre 8) a une incertitude intrinsèque de ±0.2GPa et ±40°C. Cette valeur moyenne est en accord avec la concentration en Zr mesurée dans les sphènes qui est P-T dépendante. Enfin, à partir de la chimie de l'échantillon 15b-15c obtenue par ICPOES au SARM de Nancy, une pseudosection a été réalisée. En croisant les isoplètes Si et Ti des amphiboles et le fait que ces roches ne présentent pas de trace de fusion partielle, le champ P-T d'équilibre déterminé est compris entre 0.49 et 0.67 GPa et 650-750°C avec une moyenne à 0.58 GPa et 700°C. Dans ces conditions la minéralogie prédite est de 40 à 45% de plagioclase et 40 à 45% d'amphibole en accord avec la minéralogie observée dans la roche. De plus ces conditions sont indiscernables de celles obtenues par les huit équilibres plagioclases-amphiboles de cet échantillon dont la moyenne est de 0.54 GPa et 714°C.

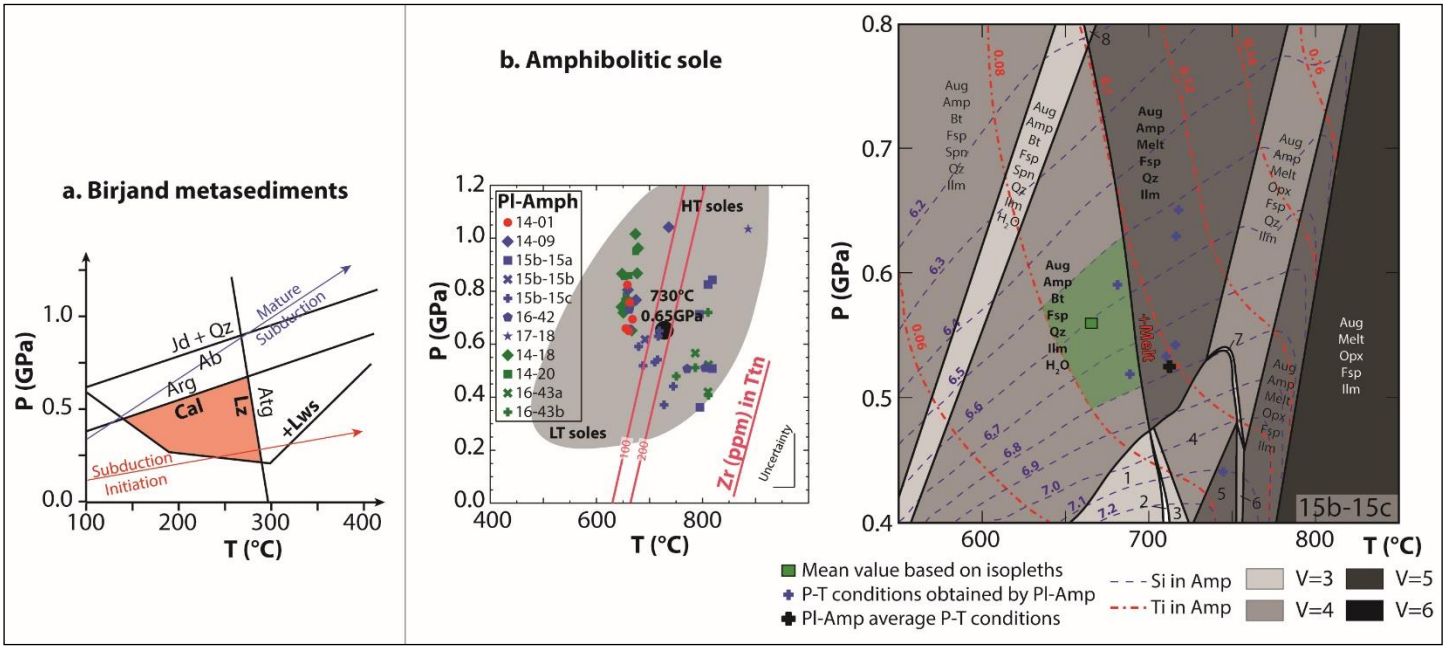


Figure 6.19. Estimation des conditions P-T. **a)** Pour les métasédiments de la ride de Birjand en se basant sur l'assemblage minéralogique ; les gradients d'une subduction juvénile et mature y sont reportés (Agard et al., 2018, 2020; Bonnet et al., 2019). **b)** Pour les amphibolites de base d'unité péridotitique. A gauche les résultats des équilibres plagioclases-amphiboles et teneurs en Zr des sphènes comparés aux conditions mondiales connues pour les semelles métamorphiques (zone en grisée ; Agard et al., 2016). A droite résultat de la pseudosection pour l'échantillon 15b15c (1: Aug, Amp_1, Amp_2, Bt, Fsp, Qz, Ilm, H_2O; 2: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Bt, Fsp, Qz, Ilm, H_2O; 3: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Fsp, Qz, Ilm, H_2O; 4: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Fsp, Qz, Ilm; 5: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Fsp, Ilm; 6: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Opx, Fsp, Ilm; 7: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Opx, Fsp, Qz, Ilm; 8: Aug, Amp, Melt, Fsp, Spn, Qz, Ilm; les abréviations proviennent de Whitney and Evans, 2010).

6.3.4. Géochronologie

Des échantillons de ces deux types de roches métamorphiques ont été datés par méthode Ar-Ar sur minéraux potassiques isolés (amphiboles, biotite ou micas blancs) à Géosciences Montpellier et/ou par méthode U-Pb in situ par ablation laser sur sphène à l'Université de Santa-Barbara (Californie). Les méthodes sont détaillées dans le Chapitre 9 et les résultats présentés en Figure 7.20.

– Deux métaradiolarites de la ride de Birjand ont été datées par méthode Ar-Ar sur micas blancs et donnent des âges proches à c.a. 72 et 74 Ma.

– Sept amphibolites ont été datées par méthode Ar-Ar sur amphiboles ou/et (pour un échantillon) U-Pb sur sphènes. Les huit âges obtenus se répartissent en trois groupes d'âge : (1) un âge ancien à c.a. 109 Ma obtenu par méthode U-Pb sur sphène ; (2) deux âges proches des âges obtenus sur les métaradiolarites à c.a. 72 Ma ; (3) cinq

âges plus récents compris entre c.a. 55 et 52 Ma. Le granitoïde intrudant les nappes ophiolitiques de la ride de Barak a aussi été daté par Ar-Ar sur biotite à c.a. 50 Ma.

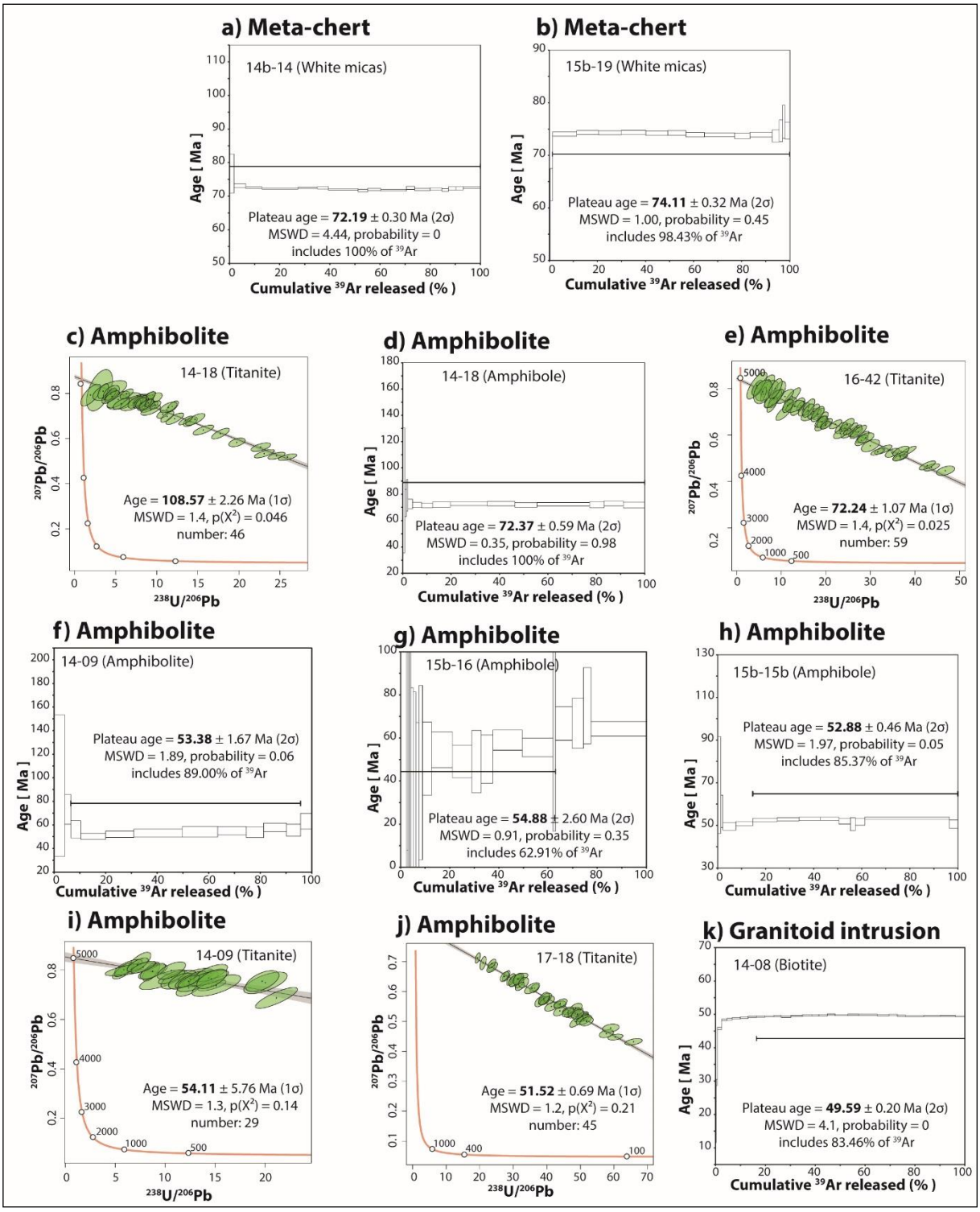


Figure 6.20. Digrammes Tera-Wasserburg présentant les résultats des datations U-Pb sur sphène et Ar-Ar sur minéraux potassiques. **a-b)** Sur les métaradiolarites de la ride de Birjand. **c à j)** Sur les amphibolites de base d'unité péridotitique et **k)** sur le granitoïde intrudant les nappes ophiolitiques de la ride de Barak.

6.3.5. Interprétation du métamorphisme associé à l'ophiolite et conséquences sur son mode de mise en place

Les amphibolites et les métasédiments associés sont localisés en base d'une unité de péridotite serpentinisée au Sud de Sarbisheh et au Sud de Barak, leur épaisseur est comprise entre 10 et 20 mètres. Ces roches présentent une foliation marquée et une linéation portée par les amphiboles. Les équilibres plagioclases-amphiboles montrent que ces assemblages minéralogiques se sont équilibrés autour de 730 ± 40°C et 0.6-07 GPa en accord avec le contenu en Zr de leurs sphènes et la modélisation thermodynamique réalisée. Ces caractéristiques structurales et métamorphiques indiquent que ces roches constituent une semelle métamorphique (Wakabayashi and Dilek, 2003; Agard et al., 2016). Les datations réalisées sur cette semelle métamorphique donne trois populations d'âge. La plus ancienne à 109 Ma est indiscernable de l'âge que nous avons obtenu sur le gabbro amphibolitisé du détachement océanique et proche des âges des leucogabbros océaniques datés par Zarrinkoub et al. (2012) à 107 et 113 Ma. Cet âge correspondrait à un héritage océanique. Les âges les plus récents entre 55 et 52 Ma sont proches de l'âge du granitoïde intrusif à 50 Ma bien que pour la plupart ils soient significativement plus anciens. Cette population d'âge pourrait toutefois correspondre à de recristallisation induite par les intrusions magmatiques de la région. Enfin, les deux âges à 72 Ma ne semblent pouvoir être liés qu'à l'épisode métamorphique datant ainsi la semelle métamorphique. La présence d'une semelle métamorphique est généralement interprétée comme un marqueur de l'initiation (moins de 2 Ma) d'une subduction intra-océanique (e.g.: Wakabayashi and Dilek, 2003; Agard et al., 2016; Plunder et al., 2016; Soret et al., 2017;Dubacq et al., 2019). La présence d'une telle semelle datée à 72 Ma au sein du complexe de Neh indiquerait donc l'initiation d'une subduction intra-océanique au sein de l'océan du Sistan par ailleurs déjà en cours de subduction sous la partie amincie de la marge Afghane (cf. Chapitre 8). L'ophiolite du complexe de Neh étant actuellement sur le bloc du Lut (cf. Chapitre 4), cette subduction intra-océanique devait plonger vers le Nord-Est et aurait permis l'obduction de l'ophiolite du complexe de Neh sur le Bloc du Lut. Par ailleurs, le granitoïde daté à 50 Ma se met en place à la fois à travers l'ophiolite et le bloc du Lut constituant un jalon temporel pour la fin de cette obduction.

Les métasédiments de la ride de Birjand proviennent de l'unité la plus basale ou d'une écaille tectonique entre les deux unités les plus basales (Figure 3.2.g). Sur la base de l'assemblage calcite, lizardite et lawsonite observé des conditions autour de 0.4 GPa et 250°C

peuvent être proposées. La lawsonite se retrouve à la fois dans les clastes et la matrice des brèches étudiées plaidant pour une origine précoce, probablement océanique, de la bréchification. Les métaradiolarites datées donnent des âges pour ce métamorphisme entre 74 et 72 Ma. L'interprétation des métasédiments de la ride de Birjand est moins univoque que pour celle des amphibolites de semelle. Leurs conditions métamorphiques sont compatibles avec un gradient géothermique de zone de subduction juvénile (Figure 6.19) mais trop faibles par rapport aux semelles métamorphiques. La différence d'âge avec la semelle étant faible, ils pourraient correspondre à une variation latérale s'amortissant vers le Nord-Ouest de la zone de subduction intra-océanique. En effet, les métasédiments et les échantillons de semelle sont séparés spatialement (Figure 6.15). Dans tous les cas, ils constituent un marqueur d'une tectonique intra-océanique à 74-72 Ma.

Par ailleurs, Wakabayashi et Dilek (2000) ont montré que la pression atteinte lors de la formation des semelles métamorphiques est supérieure à celle exercée par le poids de l'ophiolite qui la recouvre une fois l'obduction réalisée. La pression atteinte par les semelles métamorphiques permet donc de donner une épaisseur maximale surévaluée de l'ophiolite. Dans notre cas cette épaisseur serait inférieure à 20 ou 12 km suivant que l'on considère la semelle ou les métasédiements de Birjand.

7. Investigation de la zone de suture : magmatismes d'arc et mélanges de HP-BT

La zone de suture entre les deux blocs continenatux est marquée par la présence d'un métamorphisme HP-BT dans le complexe de Ratuk et par un magmatisme plus diffus. Nos études se sont attachées à charactériser ce magmatisme Crétacé supérieur et à mieux contraidre les conditions P-T des unités métamorphiques ainsi que leurs modalités de mise en place au niveau de Gazik.

Ces données apportent des arguments permettant de trancher sur la vergence de la subduction jusqu'alors débattue et de mieux contraindre la dynamique de cette subduction principale.

La première partie de ce chapitre est consacré à l'étude du magmatisme Crétacé supérieur qui a fait l'objet d'une publicatin dans la revue *Journal of Asian Earth Sciences*. La seconde est un résumé de l'article de Guillaume Bonnet publié dans *Lithos* sur le métamorphisme HP-BT au niveau de Gazik auquel j'ai participé et qui est disponible en Annexe 3.

7.1 Préambule sur le magmatatisme d'arc du Crétacé supérieur : contrainte sur la vergence et la dynamique de la subduction

Les deux paragraphes suivants correspondent à un résumé en francais puis à l'article correspondant publié dans la revue *Journal of Asian Earth Sciences* qui permet d'apporter des arguments magmatiques et géochimiques sur la vergence de la subduction de l'océan du Sistan et sa dynamique.

En effet, le point de désaccord principal des précédentes reconstitutions géodynamiques de la fermture de l'océan du Sistan réside dans la position et l'âge supposés de l'éventuel arc magmatique (cf. Chapitre 2).

Les campagnes cartographiques des années 70 signalent des pointements magmatiques discontinus dans l'Est de la chaîne, datés entre 84 et 79 Ma et dont l'affinité géochimique n'avait pas pu être déterminée avec certitude. La présence d'une anomalie magnatique positive suivant ces alignements magnatiques suggère leur continuité en profonceur. Des datations plus récentes (2012) donnent des ages compris entre 86 et 71 Ma pour certains de ces pointements magmatiques.

Nous avons échantillonnés vingt trois de ces roches magmatiques dont vingt et une à l'Est des unités de HP-BT et deux à l'Ouest. Dix d'entre elles sont des laves présentant une minéralogie allant de celle d'un basalte à celle d'une rhyolite. Sept sont des dykes andésitiques à rhyolitiques et six sont des roches plutoniques de type granitoïdes. Les roches intrusives le sont dans les flyschs Sénoniens (Coniacien à Maastrichtien ; 90 à 66 Ma) et n'intrudent jamais les dépôts Paléocène. Deux de ces dykes sont anté-sédiments Maastrichtien. Les coulées volcaniques se mettent elles aussi en place au sein des flyschs Sénoniens. La datation relative de ces échantillons est donc en accord avec les ages radiochronologiques disponibles dans la littérature.

Ces roches ont été broyées et dissoutes par attaques acides. Les solutions obtenues ont été analysées à l'ICP-OES et à l'ICP-MS/MS à Alipp6 afin d'obtenir leurs compositions en éléments majeurs et traces. Une fraction des poudres des roches a été envoyée au SARM-CRPG de Nancy où les rapports isotiques du Sr et du Nd y ont été mesurés.

Les résultats obtenus pour les éléments majeurs montrent que dix sept de ces échantillons sont des roches calco-alcalines pauvres en potassium et six sont des roches calco-alcalines. Les concentrations en élements traces des roches calco-alcalines pauvres en potassium confirment leur affinité calco-alcaline (enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, anomalies négatives en éléments à petit rayon atomique et forte charge : les HFSE dont Nb, Ta, Ti et des anomalies positives en éléments à rayon atomique plus grand : les LILE dont Th, U, Pb ou K) et suggèrent que la source doit être un manteau métasomatisé par des fluides libérés d'une plaque plongeante en subduction. Les rapports isotopiques mesurés pour certains de ces échantillons sont en accord avec une source mantellique métasomatisée et montrent qu'il n'y pas de contamination crustale de ces magmas. Les éléments traces des six échantillons plus potassiques confirment leur affinité calco-alcaline mais leur enrichissement en terres rares légères plus marqué, leur appauvrissement en terres rares lourdes plus marqué et leur concentration plus élévées en Sr et K en font des adakites et plus particulièrement des adakites riches en silice.

Afin de déterminer plus précisemment les sources potentielles de ces deux ensembles de roches magmatiques, une modélisation géochimique a été effectuée. La fusion hydratée partielle (12,5%) et modale à l'équilibre d'un manteau nommé SSM-1 à 1 100°C reproduit au mieux le spectre des éléments traces des laves calco-alcalines pauvres en K les moins différenciés : les basaltes. Ce SSM-1 correspond à un mélange constitué par 90% de manteau appauvri type DMM et de 10% de fuides issues du panneau plongeant dont 70% proviennent de la croute océanique de type N-MORB et 30% des sédiments de type GLOSS. Ce SSM-1 doit avoir une minéralogie d'harzburgite à grenat. La fusion hydratée partielle (20%) modale et à l'équilibre d'un manteau différent nommé SSM-2 à 1 100°C est necessaire pour reproduire le spectre des terres rares des adakites. Ce SSM-2 correspond à 95% de SSM-1 auquel 5% de fluides magamtiques issues de la fusion partielles de la partie crustale du panneau plongeant a été ajouté. Le fluide magmatique issu du panneau plongeant est constitué à 70% de la fusion partielle (3%) hydratée à l'équibre et modale à 900°C d'un N-MORB ayant la minéralogie d'une éclogite rétomoprhosée en amphibole et de 30% d'une fusion partielle (5%) à l'équilibre et modale à 900°C de sédiments de type GLOSS. Pour la fusion partielle du GLOSS les coefficients de partages utilisés sont des coefficients de partages globaux. Dans les autrs cas, les coefficients de pratages utilisés sont dépendants des phases minérales présentes et de la température de fusion.

Les roches calco-alcalines pauvres en K constitueraient donc l'arc magmatique juvénile lié à la subduction sous la marge Afghane amincie de l'océan du Sistan dont la croute fond en partie pour expliquer la production des adakites riches en silices. Ce magmatisme est postérieur à l'âge du pic des unités éclogitiques métamorphisées le long d'un gradient de HP-BT froid à 7,3°C km^{-1} et dont le pic est daté à 86 ± 3 Ma. Ce gradient est trop froid pour permettre la fusion partielle de la lithosphère océanique plongeante et doit donc au moins localement être réchauffé pour permettre la production des adakites. Comme les adakites nécessitent la présence de grenat dans leur source, leur fusion partielle se fait à plus de 80 km de profondeur. Un réchauffement à ces prodondeurs ne peut être induit que par une remontée d'asthénosphère en lien avec une rupture plus ou moins localisée du panneau plongeant.

7.2. Late Cretaceous calc-alkaline and adakitic magmatism in the Sistan suture zone (Eastern Iran): implications for subduction polarity and regional tectonics

Late Cretaceous calc-alkaline and adakitic magmatism in the Sistan suture zone (Eastern Iran): implications for subduction polarity and regional tectonics

Published in *Journal of Asian Earth Sciences*

Michael Jentzer[1], Hubert Whitechurch[2], Philippe Agard[1], Marc Ulrich2, Benoit Caron1, Mohammad Hossein Zarrinkoub[3], Reza Kohansal[4], Lucie Miguet[1], Jafar Omrani[4], Marc Fournier[1]

[1]Sorbonne Université, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 place Jussieu 75005 Paris, France

[2]Université de Strasbourg, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe, Institut de Géologie, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France

[3]Department of Geology, University of Birjand, University Bd., Birjand, Southern Khorasan, Iran

[4]Geological Survey of Iran, Mehraj Bd., Tehran, Iran

Keywords: Sistan orogeny, Calc-alkaline magmatism, Adakite, Iran geodynamics, Subduction

7.2.1. Abstract

The N-S trendingSistan orogen (E Iran) stretches along ~700 km at a high angle compared to other Alpine-Himalayan ranges marking the Neotethyan suture (including the nearby Zagros, Makran or Alborz ranges). Both the geometry and timing of closure of the Sistan ocean are currently debated. We provide geochemical data on Late Cretaceous (~78 ± 8 Ma) magmatic samples collected on the eastern side of the Sistan suture zone. Petrography and major element compositions reveal two coexisting groups: a low-K calc-alkaline series with basaltic to rhyolitic composition, and a set of calc-alkaline intermediate to felsic samples. The low-K calc-alkaline series reflects classical arc magmatism and is characterized by negative anomalies in high field strength elements and positive anomalies in large ion lithophile elements. The calc-alkaline intermediate to felsic samples correspond to high-silica adakites characterized by strong positive anomalies in Sr and higher La/Yb ratios. Sr and Nd isotopic compositions of the low-K calc-alkaline series support partial melting of a DMM-like source contaminated by sediment-derived fluids, consistent with slab-dehydration in a juvenile subduction setting. An additional fraction of slab-derived melt is necessary to model trace element patterns of our adakites. Altogether, results indicate formation of a Late Cretaceous magmatic arc associated with NE-dipping subduction of the Sistan ocean below the stretched continental Afghan margin. The emplacement of adakites postdate the formation of the suture zone eclogites by a few Ma at most. Upwelling of hot asthenosphere following slab break-off would best explain the necessary warming-up of the subduction thermal regime.

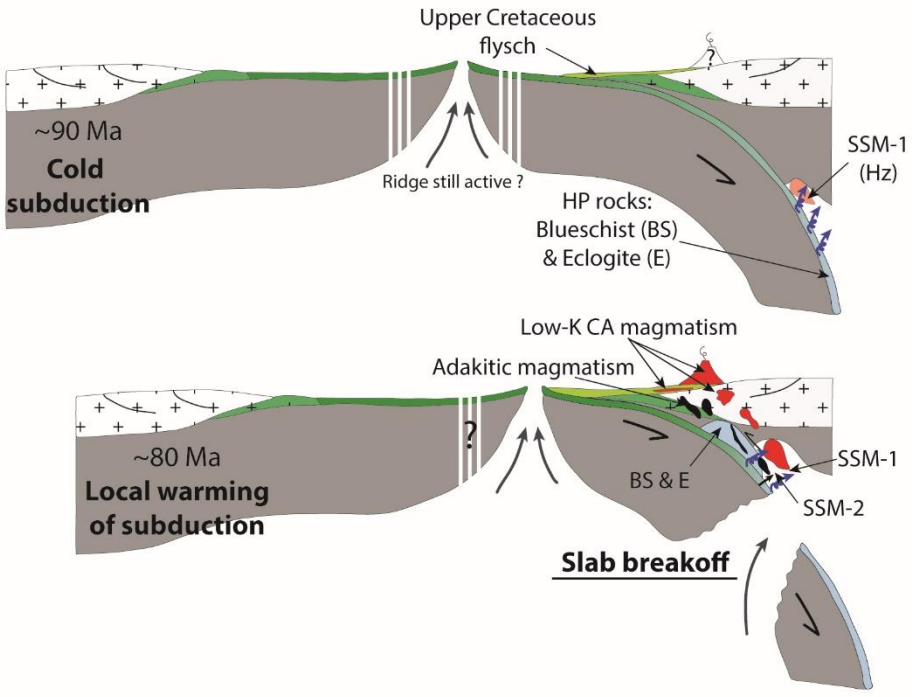


Figure 7.0. Graphic abstract

7.2.2. Introduction

Orogenic calc-alkaline to alkaline magmatism relates to the subduction of oceanic lithosphere, before collision between continental margins (e.g., Martin and Piwinskii, 1972; Gill, 2012). As a result of Neotethyan closure, a wealth of calc-alkaline and alkaline magmatic rocks is exposed throughout the Iranian territory (Figure 7. 1a; e.g. Berberian and Berberian, 1981; Agard et al., 2011; Verdel et al., 2011), particularly in the Sistan region (E Iran) whose NS range strikes almost orthogonal to the adjacent Zagros, Makran or Alborz mountain ranges (Figure 7.1a).

The Sistan orogen separates the Lut and Afghan continental blocks and stretches over ~700 km (Figure 7. 1a). The Sistan orogen hosts extensive, well-preserved Mesozoic ophiolites (Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012a), high-pressure and low-temperature (HP-LT) subduction remnants (Fotoohi Rad et al., 2005; Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013; Bonnet et al., 2018) and a profuse record of Mesozoic to Quaternary calc-alkaline to alkaline magmatism (Camp and Griffis, 1982; Pang et al., 2012, 2013).

Whether the Sistan ocean represents a back-arc domain and how (and if) this ocean was connected to the Neotethys is however unknown (Barrier et al., 2008; Saccani et al., 2010; Moghadam and Stern, 2015; Barrier et al., 2018). Similarly, the subduction polarity and the exact timing of oceanic convergence are presently debated: either to the NE below the Afghan block during the Campanian (Tirrul et al., 1983), to the SW below the Lut block during the Aptian (Pang et al., 2012) or both to the NE and SW below the Afghan and the Lut blocks during the Late Cretaceous (Arjmandzadeh et al., 2011). Although andesitic-like Late Cretaceous lavas have been reported in the eastern part of the belt, their geochemical signature remains unclear (i.e., calc-alkaline or tholeiitic; Tirrul et al., 1983; Maurizot et al., 1990a, 1990b; Zarrinkoub et al., 2012b). The aim of this contribution is therefore to provide detailed petrological and geochemical information, based on systematic sampling of these magmatic rocks, to constrain the closure of the Sistan oceanic domain.

7.2.3. Geological setting

1. Architecture and geodynamic evolution of the Sistan belt

The Sistan belt was mapped in 1977 and 1978 at 1:250.000 scale, as part of an extensive regional mapping and mineral exploration programme of the Geological and Mineral Survey of Iran. The first lithostratigraphic and tectonic frame was published by Tirrul et al. (1983), who recognized five main domains (Figure 7.1b):

- (1) The Lut block to the W and (2) the Afghan block to the E, characterized by Neoproterozoic to Paleozoic basement (Stöcklin, 1968). The youngest sediments deposited on top of this basement prior to the Sistan orogeny are mildly deformed Jurassic series and Early Cretaceous (Barremian-Aptian) Orbitolina limestones.

- (3) The Neh Complex comprises weakly metamorphosed ophiolite nappes and ophiolitic mélanges together with low-grade metasedimentary rocks of Senonian age.

- (4) The Ratuk Complex is characterized by the presence of highly deformed ophiolitic mélanges and metasediments, locally metamorphosed under HP-LT conditions (Bonnet et al., 2018 and references therein).

- (5) The Sefidabeh basin, overlying both the Ratuk and Neh complexes, consists of Senonian to Eocene turbiditic sequences and was interpreted as deposited in a forearc basin.

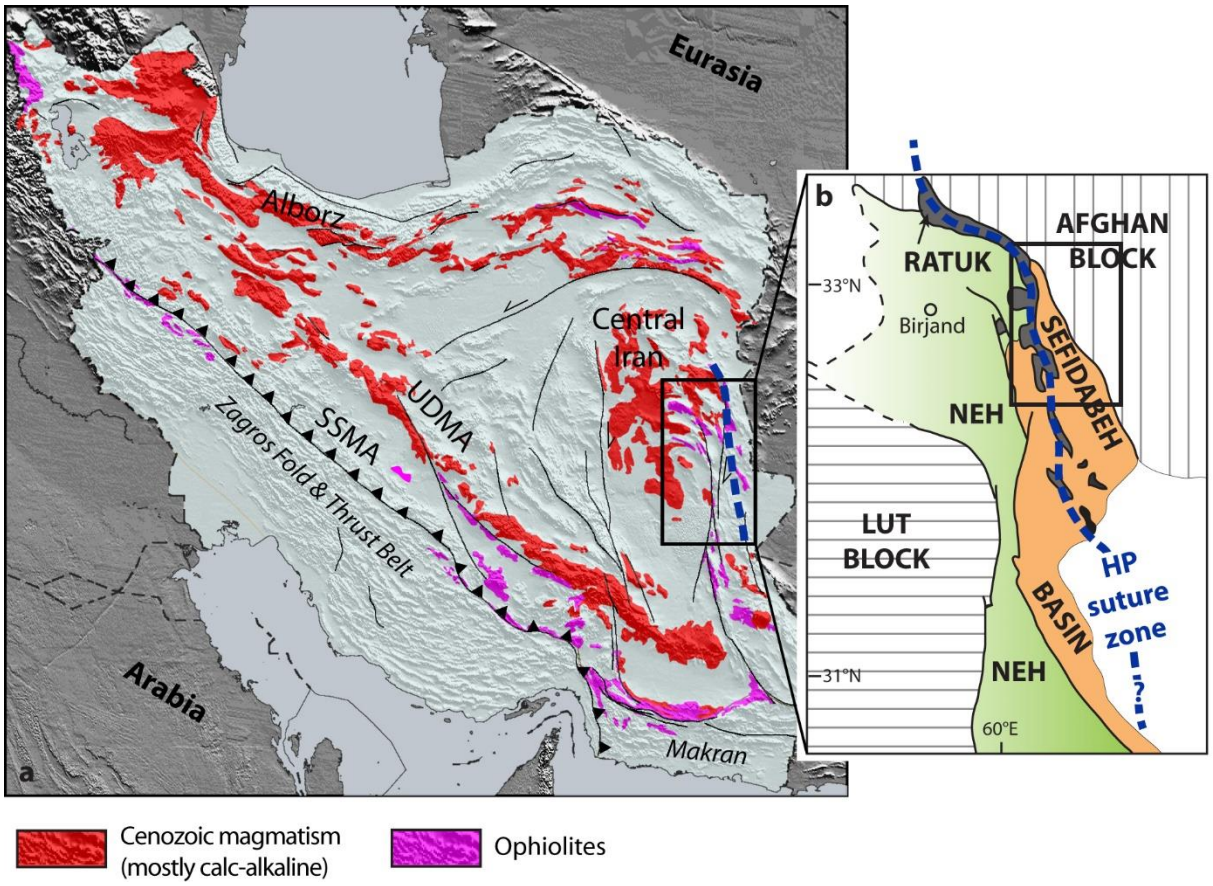


Figure 7.1. Study location and regional context **a)** Elevation map of Iran (modified after Paul et al., 2010) with the locations of the main Iranian magmatic provinces. SSMA and UDMA: Sanandaj–Sirjan and Urumieh–Dokhtar magmatic arcs **b)** Schematic structure of the North Sistan belt.

Paleomagnetic data (Besse et al., 1998; Mattei et al., 2015) show that, prior to opening of the Sistan ocean, the Yazd, Tabas and Lut blocks underwent a similar counter-clockwise rotation of about 30° during the Jurassic, suggesting that they formed a single continental block in Central Iran at that time.

K-Ar dating of amphiboles from Sistan ophiolitic gabbros yielded an Aptian age of 124 ± 11 Ma (Delaloye and Desmons, 1980), while U-Pb dating of zircons from oceanic leucogabbros yielded an Albian age between 107 ± 1 and 113 ± 1 Ma (Zarrinkoub et al., 2012a). The Sistan oceanic basin was widely opened by the 'mid-'Cretaceous, at the time of deposition of the Orbitolina Limestone in Central Iran and in the Afghan block. Biostratigraphic dating of radiolarites overlying the ophiolites yielded Early Aptian to Late Albian ages (Babazadeh and De Wever, 2004; Ozsvárt et al., 2020), in agreement with radiochronometric dating. Babazadeh and De Wever (2004) suggested that the seafloor spreading of the Sistan ocean lasted from early to ‘mid-‘Cretaceous time. Berberian and Berberian (1981) proposed that the Sistan basin opened as a back-arc basin above the retreating Zagros subduction zone of the Neo-Tethys ocean, which was still active at that time. The paleogeographic orientation of the Sistan ocean is still largely speculative, ranging from N100 to N160°E (Saccani et al., 2010; Barrier et al., 2018).

Bröcker et al. (2013) used three methods to date the HP-LT metamorphic rocks along the Ratuk complex. Rb-Sr on phengite, glaucophane, omphacite, biotite, epidote, garnet, albite and garnet from eight samples yielded ages between 87.1 ± 0.3 and 84.9 ± 0.6 Ma for the mineral assemblages near the peak-T, while the retrograde assemblage yielded a younger age at 78.9 ± 0.5 Ma. ^{40}Ar-^{39}Ar plateau ages on five samples range between 87.6 ± 0.6 and 81.3 ± 1.3 Ma. U-Pb on zircons from four samples yielded ages between 89.3 ± 1.6 and 86.1 ± 1.1 Ma. Bonnet et al. (2018) provided fourteen Ar-Ar ages on phengite and amphibole. These ages range from 88.4 ± 0.35 to 83.81 ± 0.94 Ma without significant difference between the near peak-T and retrograde assemblages. Most dates for the Sistan high pressure metamorphism therefore lie between 89 and 83 Ma (i.e., Coniacian-Santonian), suggesting subduction of the Sistan ocean was in mature thermal state at the time. Thick deposits of Senonian (89 to 66 Ma) flysch also imply the presence of a highly subsiding basin, consistent with the existence of a nearby subduction zone (Tirrul et al., 1983). However, no related magmatic activity has so far been reported.

Coarse-grained proximal molasse-type Eocene sediments overlying the flysch deposits constrain the onset of collision between the two continental blocks. Voluminous, mildly deformed syn- to post-collisional Paleogene magmatism cuts across the Lut block and part of

the Sistan suture zone (Camp and Griffis, 1982). Ar-Ar age constraints for these magmatic rocks span the mid-Eocene (ca. 46 Ma) to Late Oligocene (ca. 25 Ma). This magmatism has been interpreted as the result of post-collisional lithospheric delamination (Pang et al., 2013).

During Miocene time, paleomagnetic data suggest a second 35° counter-clockwise rotation of Central Iran (Mattei et al., 2015). This rotation is accompanied by progressive activation of N-S right lateral faults following the 60° counter-clockwise rotation of the main horizontal stress direction since the Late Miocene (Jentzer et al., 2017). The Sistan suture zone remains tectonically active at present, as shown by several morphologic indicators (e.g., shifts of river waterways) and by instrumental seismicity and paleoseismicity studies of strike-slip faults (e.g., N-S right lateral fault and their conjugate left lateral and NW-SE reverse faults; Berberian et al., 2000; Walker and Khatib, 2006). These strike-slip faults also acted as major pathways for the Late Cenozoic intraplate post-collisional alkali-basalts (ca. 27 to 2 Ma, K-Ar or Ar-Ar datings, Camp and Griffis, 1982; Pang et al., 2012; Walker et al., 2009).

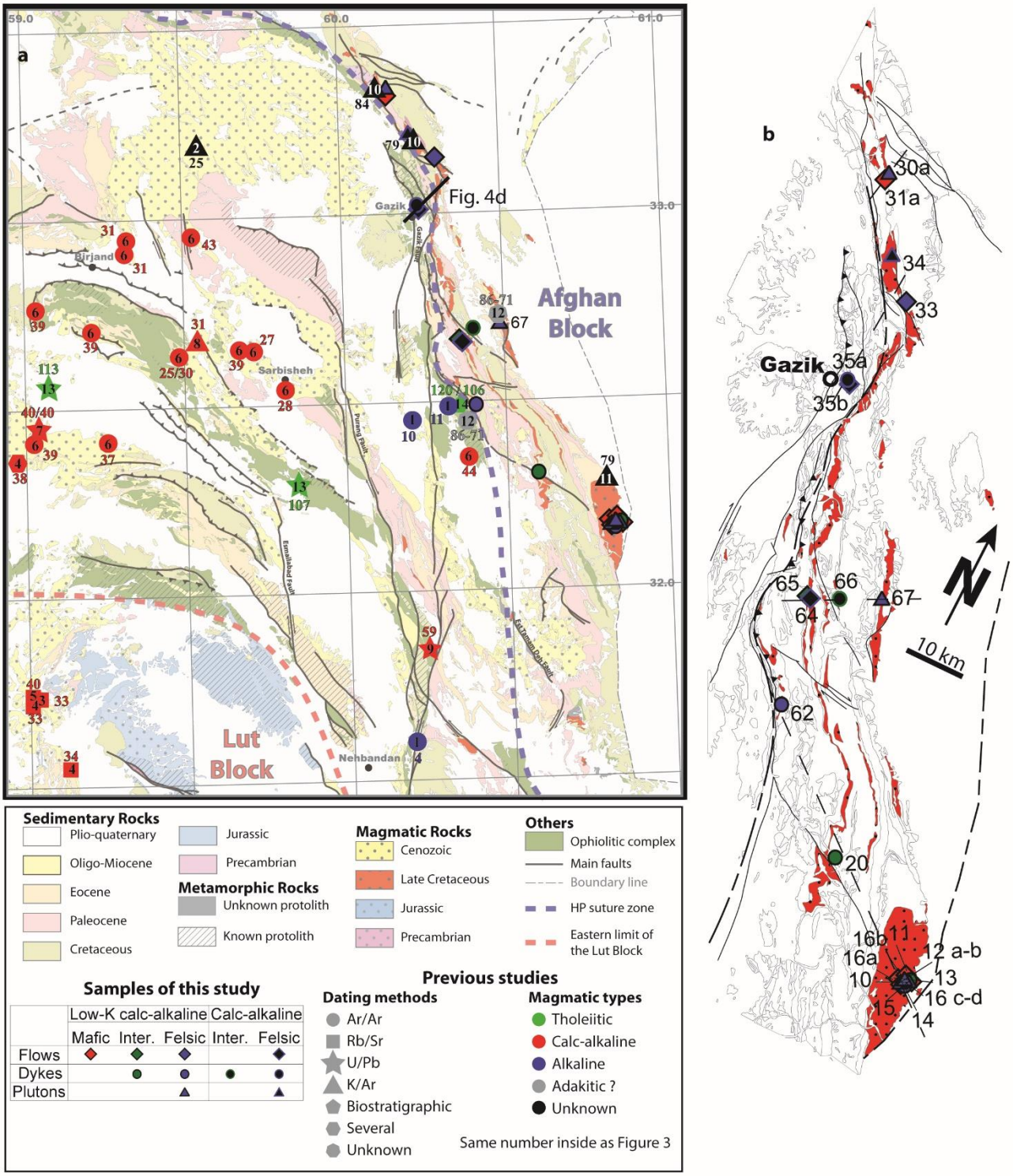


Figure 7.2. **a)** Structural map of the North Sistan belt with the location of our samples and the previous magmatic rocks studied. References: 01: Pang et al, 2013; 02:Fauvelet and Eftekhar-Nezhad, 1990; 03: Arjmandzadeh and Santos, 2014; 04: Karimpour et al.,2011; 05: Kluyver et al, 1978; 06: Pang et al, 2013; 07: Abdi and Karimpour, 2013; 08: Jung et al. 1983; 09: Delavari et al, 2014; 10: Maurizot et al., 1990b; 11: Maurizot et al., 1990a; 12: Zarrinkoub et al., 2012b; 13: Zarrinkoub et al, 2012a; 14: Babazadeh and De Wever, 2004. **b)** Detail of the Late Cretaceous magmatic outcrops where our samples were collected.

2. Magmatic evolution of northern Sistan and subduction polarities

The age distribution of the Sistan magmatic rocks (Figure 8.2, 3 and Table 1) magmatic activity was almost continuous since the Early Cretaceous. Three main episodes corresponding to three distinct sets of rocks can be recognized:

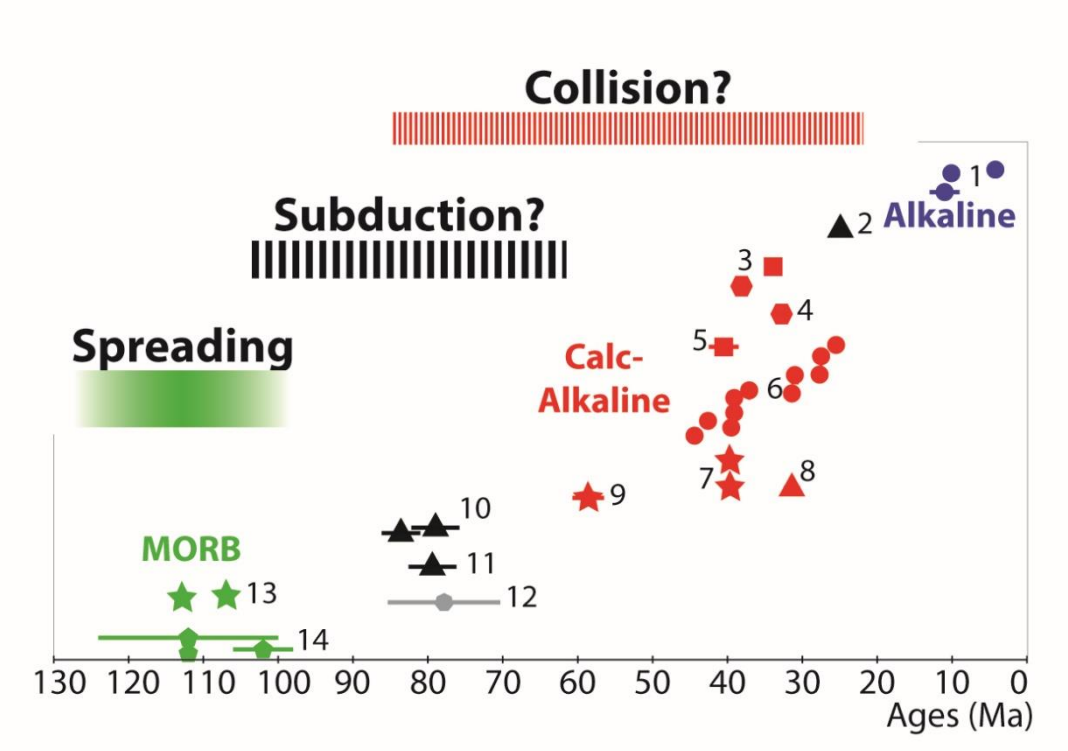


Figure 7.3. Time evolution of the magmatism in the North Sistan area. Same legends than Figure 7. 2. Here, the uncertainties of each age are given by the length of the horizontal lines (more details in Table 7.1).

(1) Ophiolitic magmatic rocks yielded U-Pb ages for two leuco-gabbros at 106.9 ± 1.1 and 112.8 ± 0.9 Ma (Albian; Zarrinkoub et al., 2012a). Radiolarian dating on cherts within the ophiolitic sequence gave Early Aptian (≈ 120 Ma) to Middle Albian (≈ 106 Ma) ages (Babazadeh and De Wever, 2004; Ozsvárt et al., 2020). Most magmatic rocks in the ophiolite have N-MORB characteristics, attributed to the partial melting of a depleted upper mantle. Associated E-MORB rocks have been related to partial melting of an enriched mantle in a supra-subduction zone setting (Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012a). Based on the E-MORB occurrences, Saccani (2010) suggested the existence of a NE dipping intra-oceanic subduction zone.

(2) Calc-alkaline rocks such as basalt, andesite, dacite, rhyolite or rare granodiorite were dated from the Late Paleocene to Oligocene (ca. 59 to ca. 24 Ma; Abdi and Karimpour, 2013; Arjmandzadeh and Santos, 2014; Delavari et al., 2014; Jung et al., 1983; Karimpour et al., 2011; Kluyver et al., 1978; Pang et al., 2013; Figure 7.2a and Table 1). This magmatism is

volumetrically dominant in the region and largely extends to the W, outside the Sistan suture zone. Arjmandzadeh et al. (2011) related this calc-alkaline activity to two distinct E- and W-dipping long-lived subduction zones. Beydokhti et al. (2015) interpreted this Eo-Oligocene calc-alkaline magmatism as a marker of active westward subduction. Pang et al. (2013) and Omidianfar et al. (2020) related this magmatism to the partial melting of metasomatized lithospheric mantle following delamination of the lithospheric root and asthenospheric upflow during collision. For these authors, this delamination ensued after westward dipping subduction. In contrast, Camp and Griffis (1982) and Mohammadi et al. (2016) inferred a north-eastward dipping subduction beneath the Afghan Block at the end of the Cretaceous, based on the occurrence of calc-alkaline to tholeiitic lavas into Maastrichtian flysch sequences of southern Sistan. Tectono-stratigraphic and metamorphic studies rather advocate for eastward-dipping subduction at ~86 Ma (Tirrul et al., 1983; Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013; Bonnet et al., 2018).

(3) Miocene to Pliocene alkali basalts (mainly between ca. 11 and 4 Ma). They are emplaced along the main strike-slip faults and could result from the partial melting of the uprising asthenosphere after delamination of the lithospheric root (Pang et al., 2012).

Late Cretaceous magmatic rocks were less extensively studied. Three tonalitic rocks yield whole-rock K-Ar ages of 79.4 ± 3.2; 79.0 ± 3.2 and 83.6 ± 2.6 Ma (Maurizot et al., 1990a, 1990b). Six U-Pb dating of zircon from potentially adakitic granitoids located between W of Sulabest and Ratuk-e-Pa'in gave ages from 86.0 ± 0.8 to 71.5 ± 0.6 Ma (Zarrinkoub et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012b; Figure 7.2 and 3, Table 7.1). Given the lack of data on this crucial period for the evolution of the Sistan belt, these Late Cretaceous magmatic rocks are characterized below.

Samples	Chemistry	Location			Age (Ma)	2σ	Method	Reference	Number in Fig. 2 and 3
		lat. (N°)	Long. (E°)	Closest locality					
Basalts	alkaline	31°36'20"	60°11'53"		4.23	±0.14	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2012	1
Basalts	alkaline	32°27'25"	60°12'43"		10.1	±0.2	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2012	1
Basalts	alkaline	32°29'30"	60°19'34"		11.0	±2	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2012	1
Lavas	unknown	33°11'37"	59°33'29"	Neginan	24.9	±1.0	K-Ar (whole rock)	Fauvelet and Eftekhar-Nezhad, 1990	2
Andesite	calc-alcaline	32°38′50″	59°29′12″	Fanood	25.5	±0.1	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Dacite	calc-alcaline	32°39′25″	59°43′16″	Sarbishe	27.5	±0.2	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Andesite	calc-alcaline	32°33′10″	59°49′06″	Salmabad	27.7	±0.2	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Dacite	calc-alcaline	32°38′51″	59°29′19″	Fanood	29.6	±0.2	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Dacite	calc-alcaline	32°57′22″	59°19′49″	Markuh	31.0	±0.5	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Basalts	calc-alcaline			Mood	31.4		K-Ar (whole rock)	Jung et al., 1983	8
Dacite	calc-alcaline	32°55′16″	59°19′26″		31.4	±0.4	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Monzonite	calc-alcaline	31°07'06"	59°17'52"		33	±1	Rb-Sr (whole rock)	Arjmandzadeh and Santos, 2014	3
Quartz monzonite	calc-alcaline	31°44'33"	59°00'54"		33.3		Rb-Sr (whole rock)	Karimpour et al.,2011	4
Andesite	calc-alcaline	32°25′26″	59°15′41″	Mansoor Abad	37.1	±0.2	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Monzogranite	calc-alcaline	32°22'30"	58°58'40"		38.2	±0.8	U-Pb (Zr)	Karimpour etal.,2011	4
Monzogranite	calc-alcaline	32°28'04"	58°53'34"		39		U-Pb (Zr)	Karimpour etal.,2011	4
Andesite	calc-alcaline	32°46′39″	59°02′34″		39.1	±0.7	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Andesite	calc-alcaline	32°25′26″	59°01′50″	Govalg	39.1	±0.5	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Andesite	calc-alcaline	32°42′59″	59°13′00″		39.4	±0.4	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Andesitic rocks	calc-alcaline	32°39′40″	59°40′38″		39.5	±0.6	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Quartz Diorite	calc-alcaline	32°25'50"	59°03'10"		39.6	±0.9	U-Pb (Zr)	Abdi and Karimpour, 2013	7
Quartz Diorite	calc-alcaline	32°26'50"	59°02'50"		39.7	±0.7	U-Pb (Zr)	Abdi and Karimpour, 2013	7
Monzonite	calc-alcaline	31°44'46"	59°01'06"	Chah-Shaljami	40.5	±2	Rb-Sr (whole rock)	Kluyver et al., 1978	5
Dacite	calc-alcaline	32°57′48″	59°32′02″	Khoshineh	42.6	±0.5	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Dacite	calc-alcaline	32°21′48″	60°23′07″	Doroh	44.4	±0.6	Ar-Ar (whole rock)	Pang et al., 2013	6
Granodiorite	calc-alcaline	31°51'10"	60°14'35"		58.6	±2.1	U-Pb (Zr)	Delavari et al., 2014	9
Tonalite	unknown	33°11'43"	60°14'26"	Sabz kuh	79	±3.2	K-Ar (whole rock)	Maurizot et al., 1990b	10
Tonalite	unknown	32°17'25"	60°48'35"		79.4	±3.2	K-Ar (whole rock)	Maurizot et al., 1990a	11
Granitoide	adakitic			Chah-e-Mehzrab	86.0-71.5	±0.8-0.6	U/Pb Zircon	Zarrinkoub et al., 2012b	12
Granitoide	adakitic			Ratuk-e-Pa'in	86.0-71.5	±0.8-0.6	U/Pb Zircon	Zarrinkoub et al., 2012b	12
Tonalite	unknown	33°20'4"	60°07'27"	Mo'inabad	83.6	±2.6	K-Ar (whole rock)	Maurizot et al., 1990b	10
Gabbro	tholeitic	32°17'32"	59°51'10"		106.9	±1.1	U/Pb Zircon	Zarrinkoub et al, 2012a	13
Gabbro	tholeitic	32°33'54"	59°04'43"		112.8	±0.9	U/Pb Zircon	Zarrinkoub et al, 2012a	13
Chert in ophiolite		33°31'30"	60°18'30"		112		Radiolarian	Babazadeh and De Wever, 2004	14
Chert in ophiolite		33°31'30"	60°18'30"		102 ±4		Radiolarian	Babazadeh and De Wever, 2004	14
Chert in ophiolite		33°31'30"	60°18'30"		112 ± 12		Radiolarian	Babazadeh and De Wever, 2004	14

Table 7.1. Review of the previous geochronological and/or petrological studies of the N Sistan magmatic rocks

7.2.4. Sample characterization: location, age and petrology

1. Sampling strategy: age and structural position

According to geological maps (Figure 7.2), Late Cretaceous magmatic rocks crop out discontinuously in the NE Sistan belt over an area of 150 km from N to S, and 35 km from E to W. A line of positive aeromagnetic anomalies parallel to these outcrops suggests the presence of shallow magnetic bodies which may partly correspond to these igneous rocks (Yousefi and Friedberg, 1977). Twenty-three samples were collected along four E-W sections (dashed lines on Figure 7.2b). Twenty-one samples were collected in the eastern part of the HP-LT Ratuk complex, in the Sefidabeh basin deposited onto the Afghan block (Figure 7.4). Eleven of these samples come from the Cheshmeh-e Ostad Complex in the SE of the studied area. This complex provides the most extensive Late Cretaceous magmatic exposure and exhibits the greatest diversity of rock types.

Two samples (#35a and b) are from a tectonic unit flanking the western limit of the HP-LT domain (Figure 7. 2 and 4), likely equivalent to the "Western Unit" defined further south in the Sulabest area (Angiboust at al., 2013). The HP-LT units crop out in a tectonic window affected by younger deformation, following exhumation below the thinned Afghan Block margin (Angiboust et al., 2013; Bonnet et al., 2018).

The age of the Cheshmeh-e Ostad complex is inferred to be Cenomanian to Campanian, since these plutonic rocks intrude the Albian basement and are overlain by Maastrichtian deposits (biostratigraphic ages from Maurizot et al., 1990a). One tonalite from the Cheshmeh-e Ostad complex gave a similar Campanian K-Ar date at 79.6 ± 3.2 Ma (Maurizot et al., 1990a). The contacts between the plutonic samples #30a and 34 and their surrounding rocks are obscured by younger deposits. Samples #31a, 33, 64, 65 and 67 are lava flows interbedded into the Senonian flysch (Figure 7.4a; Tirrul et al., 1983). Samples #20 and 62 are dykes intruding the Senonian flysch (Figure 7.4b) which are overlain by a Paleocene reef. We infer that these lavas and dykes have a Senonian age.

In summary, stratigraphic and isotopic constraints suggest that our samples have been emplaced from 86 to 71 Ma (i.e., Santonian-Campanian up to the base of Maastrichtian), slightly after the HP-LT metamorphic peak.

Two samples (#35a and b) collected to the W of the HP-LT units are from a dacitic dyke (#35a) and trachy-dacitic sill (#35b) intruding an unmetamorphosed ophiolitic sequence (Figure 8. 4c) unconformably overlain by Maastrichtian flysch-like deposits. Since the Sistan ophiolitic sequence is known to have an Early Aptian to Albian age (Babazadeh and De Wever, 2004;

Ozsvárt et al., 2020; Zarrinkoub et al., 2012a), we infer that these dykes were emplaced between the Cenomanian and Campanian, like the 86 to 71 Ma adakitic granitoids reported further south (near Sulabest; Zarrinkoub et al., 2012b).

2. Petrographic description

Sample locations and petrographic descriptions (mineral occurrences, textural characteristics) are given in Table 2 and Figure 7.2. Representative examples are shown in Figure 7. 5.

— The mafic samples (#10, 11, 14, 16a, 31a, 65) are basaltic lavas flows. They exhibit typical aphanitic texture with plagioclase, Fe-Ti oxide and clinopyroxene microlites. Sample #14 also contains microlitic olivine. Samples #10 and 11 show intersertal texture and sample #65 shows fluidal texture (Figure 7.5). Sample #16a is the only porphyric rock with some phenocrysts of plagioclase and clinopyroxene.

— The intermediate samples, less abundant, are represented by one basaltic-andesite dyke (#20), two andesitic dykes (#15, 66) and one quartz-diorite (#30a). The lava texture varies from typical porphyric for sample 66 to fluidal (#65), intersertal (#15) or aphanitic (#20). Lavas host plagioclase and quartz as microlites. Former Fe-Mg-bearing minerals could not unambiguously be determined as they were transformed into chlorite. Samples #20 and 35b have Fe-Ti oxide and sample #20 comprises titanite. The quartz-diorite (#30a, Figure 7.5) has a phaneritic texture with plagioclase, amphibole, biotite and Fe-Ti-oxide phenocrysts.

— The felsic samples are represented by one trachy-dacite (#35b), one dacite (#64) and two rhyolitic (#33 and 67) lava flows, one trachy-dacite (#62), one dacitic (#35a) and two rhyolitic (#12a and 12b) dykes and five granitoids (#13, 16b, 16c, 16d and 34). The two trachy-dacites exhibit microphanitic textures with plagioclase, amphibole, quartz and Fe-Ti oxide phenocrysts. The two dacites are mainly aphanitic but display some plagioclase and amphibole phenocrysts. Sample #64 also exhibits some microlites of quartz and #35a some Fe-Ti oxides. The rhyolites have a porphyric texture with phenocrysts of plagioclase, quartz, alkali-feldspar and Fe-Ti oxide (not present in #33) in a microlitic matrix. All granitoids have a coarse grained granular texture with plagioclase, quartz, alkali feldspar and Fe-Ti oxide associated with titanite in #16b, with amphibole in #13 and 34 and with biotite and muscovite in #34.

All rocks exhibit secondary phases resulting from hydrothermal alteration, more intense in lavas and dykes than in granitoids. Chlorite is present in all samples (Table 7.2). Prehnite and epidote are also common whereas pumpellyite, zeolite or calcite are only present in a few samples.

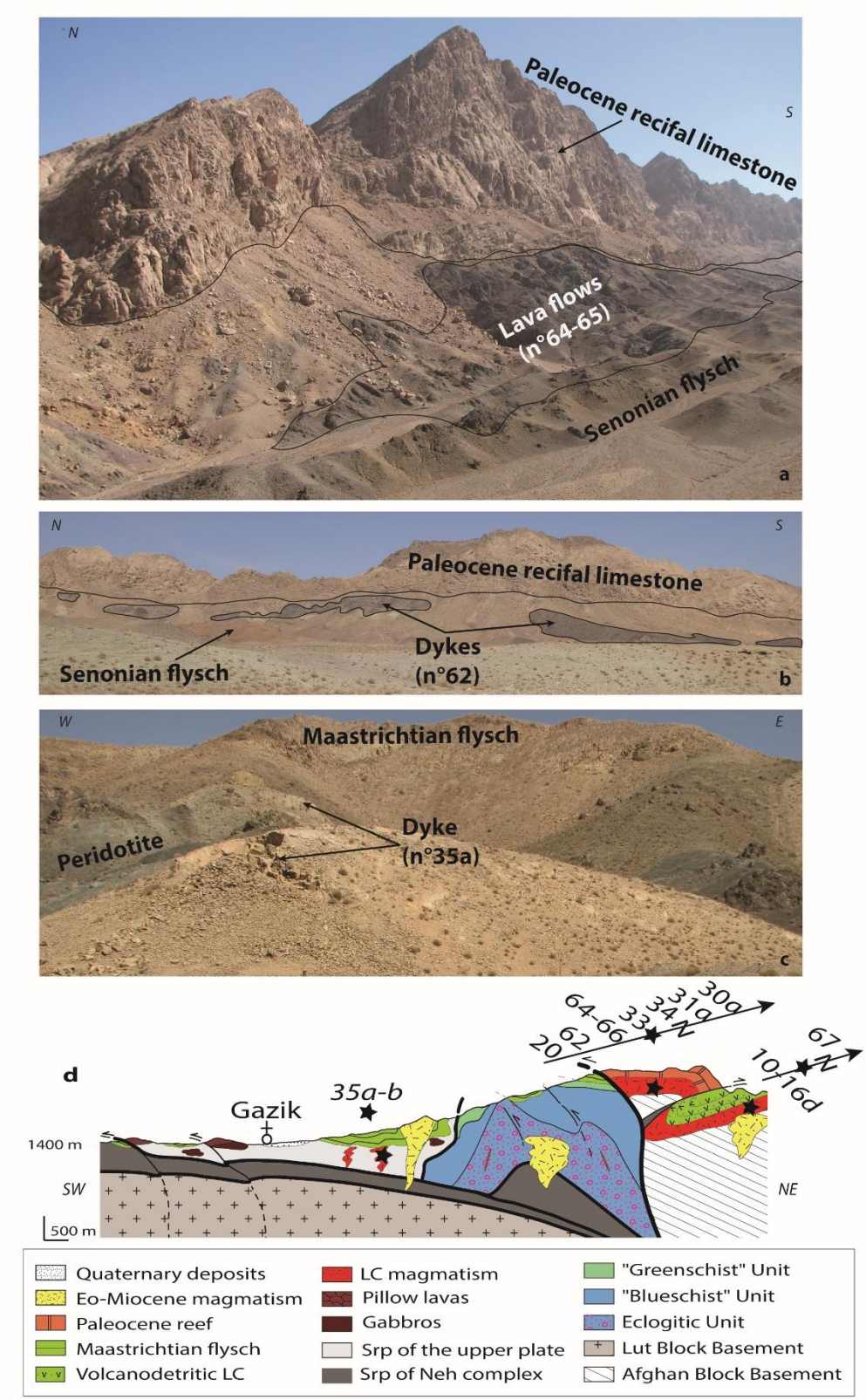


Figure 7.4. Structural information. Three landscape photos illustrating the structural position of the Late Cretaceous magmatism. **a)** Samples #64 and #65 are lava flows interbedded into the Seonian flysch and below the Paleocene reef. **b)** Sample #62 are dyke intrusive into the Senonian flysch and below the Paleocene reef. **c)** Dyke #35a intrusive into peridotite and below the Maastrichtian flysch. **d)** Synthetic cross-section (located on Figure 8. 2a) in the Gazik area based on Bonnet et al. (2018) and extended to the W by our field observations. The relative position of our samples (black stars) is reported on it. Above the cross-section, the arrows indicate the relative S to N position of each sample against the Gazik cross-section marked on these arrows by a black star. Srp: serpentinite; LC: Late Cretaceous.

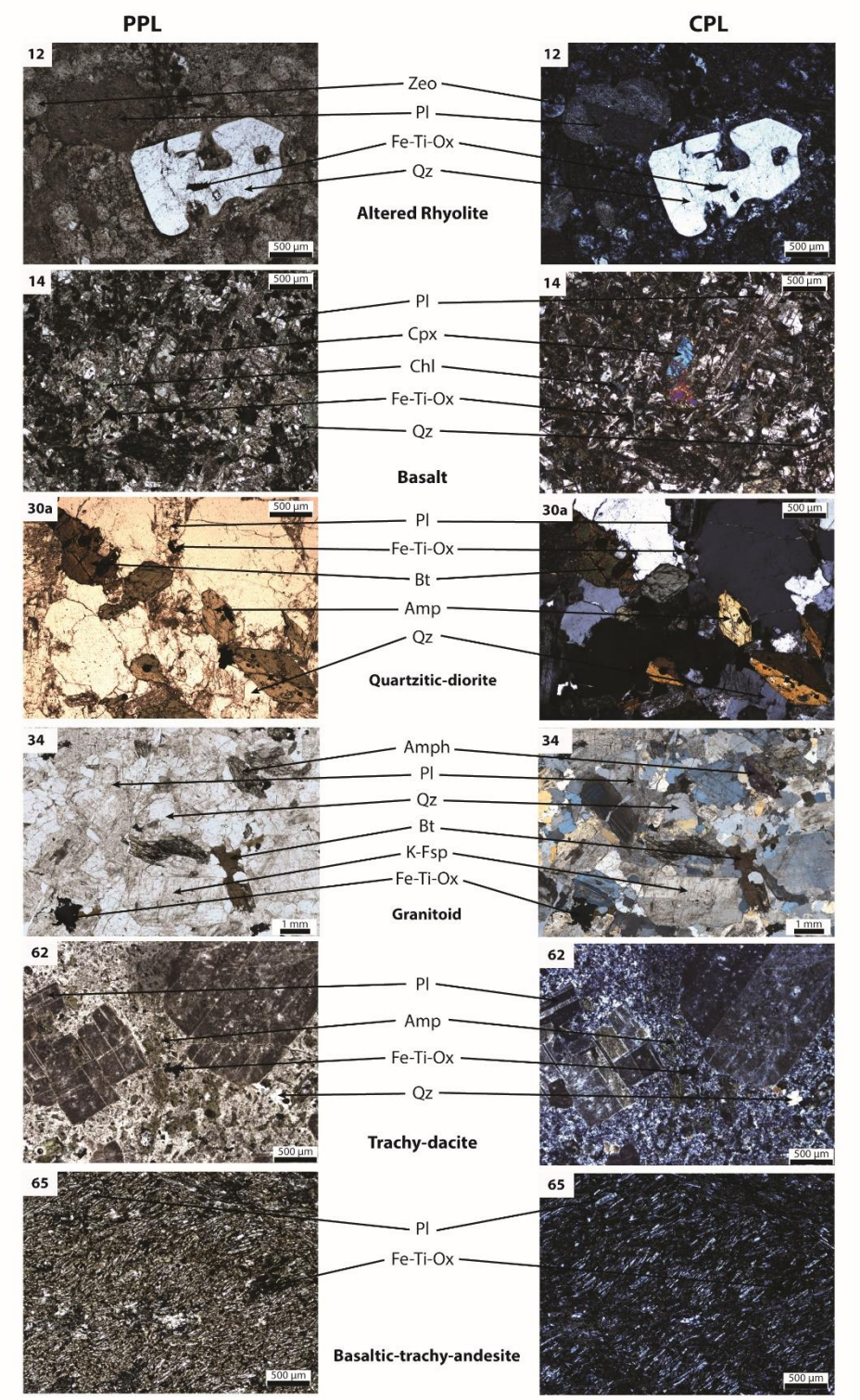


Figure 7.5. Thin section photomicrographs in plane polarised light (PPL, on the left) and in crossed polarised light (CPL, on the right) numbers refer to the sample numbering. **#12**: Rhyolite with microphaneritic texture mainly composed by quartz, plagioclase and Fe-Ti-oxide; accessory phase is zeolite. **#14**: Basalt with microphaneritic texture mainly composed by plagioclase, clinopyroxene and Fe-Ti-oxide; accessory phases are quartz and chlorite. **#30a**: Quartzitic-diorite with phaneritic texture mainly composed by plagioclase, biotite, amphibole, Fe-Ti-oxide and quartz. **#34**: Granitoid with phaneritic texture mainly composed by plagioclase, alkali-feldspar, quartz, amphibole, biotite and Fe-Ti-oxide. **#62**: Trachy-dacite with microphaneritic texture mainly composed by plagioclase, amphibole, quartz and Fe-Ti-oxide. **#65**: Basaltic-trachy-andesite with fluidal texture mainly composed by plagioclase and Fe-Ti-oxide; accessory phases are chlorite.

N°	Differentiation	Position	Sample	Texture	Igneous minerals	Alteration minerals	GPS coordinates	
							Lat. (N°)	Long. (E°)
10	mafic	Lava	Basalt	Intersertal	Pl, Fe-Ti-Ox, Cpx	Ep, Chl, Cal	32°10'09.0"	60°49'33.0"
11	mafic	Lava	Basalt	Intersertal	Pl, Fe-Ti-Ox, CPX	Chl, Act/Tr, Ep	32°10'09.8"	60°50'33.4"
14	mafic	Lava	Basalt	Microphaneritic	Pl, Fe-Ti-Ox, Ol, Cpx	Chl, Ep	32°09'27.7"	60°50'18.0"
16a	mafic	Lava	Basalt	Microphaneritic	Pl, Cpx, Fe-Ti-Ox	Chl	32°09'35.0"	60°50'023.4"
31a	mafic	Lava	Basalt	Microphaneritic	Pl, Qz, Fe-Ti-Ox	Ep	33°20'13.8"	60°06'20.4"
15	intermediate	Dyke	Andesite	Intersertal	Pl, Qz, Fe-Ti-Ox	Chl, Prh, Pump	32°09'27.7"	60°50'18.0"
20	intermediate	Dyke	Basaltic-andesite	Agglomerate	Pl, Fe-Ti-Ox,Ttn	Ep, Cal, Chl, clay	32°18'45.7"	60°34'09.8"
66	intermediate	Dyke	Andesite	Aphanitic porphyric	Pl	Chl, Cal, Prh, Qz, Fe-Ti-Ox	32°40'47.9"	60°23'51.7"
65	intermediate	Lava	Basaltic-trachy-andesite	Fluidal	Pl, Fe-Ti-Ox, Qz	Cal, clay	32°39'52.6"	60°21'29.0"
30a	intermediate	Pluton	Quartzitic-diorite	Phaneritic	Qz, Pl, Amp, Bt, Fe-Ti-Ox		33°20'31.7"	60°07'08.9"
12a	felsic	Dyke	Rhyolite	Aphanitic porphyric	Qz, Pl, K-Fsp, Fe-Ti-Ox	Zeo, Pump, Prh, Chl	32°10'09.8"	60°50'33.4"
12b	felsic	Dyke	Rhyolite	Aphanitic porphyric	Qz, Pl, K-Fsp, Fe-Ti-Ox	Chl, Prh, Pump, Zeo	32°10'09.8"	60°50'33.4"
35a	felsic	Dyke	Dacite	Aphanitic porphyric	Pl, Fe-Ti-Ox		33°00'41.5"	60°13'55.5"
62	felsic	Dyke	Trachy-dacite	Microphaneritic	Pl, Qz, Amp, Fe-Ti-Ox	Chl, Cal, Prh	32°30'39.6"	60°23'26.2"
33	felsic	Lava	Rhyolite	Aphanitic porphyric	Qz, Pl, K-Fsp	Cal, Chl	33°08'11.7"	60°18'09.7"
35b	felsic	Lava	Trachy-dacite	Microphaneritic	Pl, Qz, Fe-Ti-Ox, Amp	clay, Cal, Chl	33°00'41.5"	60°13'55.5"
64	felsic	Lava	Dacite	Microphaneritic porphiric	Pl, Qz, Amp	Chl, Cal	32°39'52.6"	60°21'29.0"
67	felsic	Lava	Rhyolite	Aphanitic porphiric	Pl, Qz, K-Fsp, Fe-Ti-Ox	clay, Cal, Prh	32°42'25.0"	60°29'19.5"
13	felsic	Pluton	Granitoid	Phaneritic	Qz, Pl, K-FSp, Fe-Ti-Ox, Amp	Chl, Prh	32°09'49.2"	60°50'27.8"
16b	felsic	Pluton	Granitoid	Microphaneritic	Qz, K-Fsp, Fe-Ti-Ox, Pl, Ttn	Chl, Pump	32°09'35.0"	60°50'023.4"
16c	felsic	Pluton	Granitoid	Microphaneritic	Qz, Pl, K-Fsp, Fe-Ti-Ox	Prh, Chl	32°09'35.0"	60°50'023.4"
16d	felsic	Pluton	Granitoid	Microphaneritic	Qz, Pl, K-, Fe-Ti-Ox	Ep,Chl	32°09'35.0"	60°50'023.4"
34	felsic	Pluton	Granitoid	Phaneritic	Qz, Pl,K-Fsp, Amp, Bt, Fe-Ti-Ox, Mc	Chl	33°11'56.1"	60°14'06.7"

Table 7.2. Mineral assemblages and the textural characteristics. Abbreviations from Whitney and Evans (2010).

7.2.5. Analytical methods

Weathered sample rinds were carefully removed to minimize the effect of alteration and a representative fraction of each sample was finely crushed to <2 μm grain powder in agate mortars. The protocols used for major, trace elements and isotopic analysis are the same as in Bonnet et al. (2020).

Loss on ignition (LOI) was obtained by routine procedures: around 4 g of powder were heated in an alumina melting-pot at 110°C during one night at atmospheric pressure, and then weighted. The powder was subsequently heated to 1000°C for 3 hours to release all volatile elements (mostly water), then weighted again. Samples were again weighted after a new heating at 1000°C for 1 hour to ensure all volatile elements had been released. Values given here correspond to less than 1% difference between the last two weights.

The whole-rock major elements analytical procedure is as follows: 50 mg of powder have been digested with 1 ml of concentrated (67%) HNO_3 and 1 ml of HF (47%) in a DigiPREP at 80°C for 4 hours. Then, 48 ml of H_3BO_3 (2%) aqueous solution are quickly added to neutralize excess HF and dissolve the precipitated fluoride. 50 ml of the final clear solutions were obtained and analysed by Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry (ICP-OES at Alipp6 Laboratory, Sorbonne Université, Paris, France, with a Agilent 5100 SVDV ICP-OES). Analytical relative uncertainties are estimated to be better than 5%.

The analytical procedure for trace element begins with the same digestions used in the major elements methodology but the final clear solution obtained was evaporated to dryness. The residual solid was dissolved in 1 ml of H_3BO_3 to neutralize the excess of F, then slowly evaporated to dryness at 60°C. The residue was dissolved in HNO_3 (2%). The final solutions were diluted by ten and then analysed by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS also at Alipp6 Laboratory, Sorbonne Université, Paris, France, with a Agilent 8800 ICP-MS/MS). Analytical relative uncertainties were estimated to be better than 6%.

Calibrations for major and trace elements were made using international standards from the USGS (RGM-1, BIR-1, AGV-2, UB-N, BHVO-2, BCR-1), from MPI-DING (ATho-G) and from SARM-CRPG (BEN-2).

Isotopic ratios $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ were measured in the SARM-CRPG in Nancy. 150 mg of powder were digested with 4 ml of concentrated (67%) HNO_3 and 1 ml of HF (47%) in a *Savillex* teflon container at 115°C for 48 hours. The solution obtained was evaporated to dryness. The residual solid was dissolved in HCl and digested during 24 hours at 125°C. The clear solution obtained was evaporated to dryness. The residual solid was dissolved in HNO_3

(2%). Sr, Rb and others REE were separated using both *Sr-Spec* and *Tru-Spec* ion-exchanging resin following the methodology proposed by Pin et al. (1994). Nd and Sm were separated using successively *Sr-Spec*, *Tru-Spec* then *Ln-Spec* ion-exchanging resin following the procedure proposed by Pin and Zalduegui (1997). Sr was loaded on double Re filaments and Sr isotopes were measured by Thermal Ionization Mass Spectrometry (multi-collector Thermo Triton TIMS). Reference material NBS 987 was regularly run and typical blanks are <300 pg. Nd isotopes were measured by Multiple Collector – Inductively Coupled Plasma -Mass Spectrometry (MC-ICPMS Neptune) following the methodology proposed by Luais et al. (1997). Reference material JNdi was regularly run and typical blanks are <100 pg.

εNd and εSr were obtained as following: $\varepsilon Nd = 10^4 [(^{143}Nd/^{144}Nd)_{(sample)} - (^{143}Nd/^{144}Nd)_{(CHUR)}] / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{(CHUR)}$ with value for the actual $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{(CHUR)}$ (chondritic uniform reservoir) = 0.512638 (DePaolo and Wasserburg, 1976) and $\varepsilon Sr = 10^4 [(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(sample)} - (^{87}Sr/^{86}Sr)_{(CHUR)}] / (^{87}Sr/^{86}Sr)_{(CHUR)}$ with value for the actual $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(CHUR)}$ = 0.7045 (Faure and Powell, 1972).

The $^{147}Sm/^{144}Nd_{(t)}$ and $^{87}Rb/^{86}Sr_{(t)}$ values were calculated, using the actual Nd, Sm, Rb and Sr concentrations measured and the isotopic ratio from Roth and Poty (1985) which assume that ^{87}Rb represent 27.83% of the Rb; ^{86}Sr 9.86% of the Sr; ^{147}Sm 15.00% of the Sm and ^{144}Nd 23.83% of the Nd. The concentrations for the present-day CHUR used are: $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.0827$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$. The decay constants used for calculating initial isotopic ratios are after Roth and Poty (1985) with: $\lambda(Rb) = 1.42 \times 10^{-11}$ $year^{-1}$ and $\lambda(Sm) = 6.54 \times 10^{-12}$ $year^{-1}$. Initial isotopic ratios were calculated as following and assuming a 78 Ma age: $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{(78)} = (^{143}Nd/^{144}Nd) \times [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{(t)} \times (e^{\lambda(Sm) \times 78} - 1)]$ and $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(78)} = (^{87}Sr/^{86}Sr) \times [(^{87}Rb/^{86}Sr)_{(t)} \times (e^{\lambda(Rb) \times 78} - 1)]$. The same relations were used to calculated $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{(BSE\ 78)}$ and $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(BSE\ 78)}$ in order to obtain the $\varepsilon Nd_{(78)}$ and the $\varepsilon Sr_{(78)}$.

7.2.6. Major, trace-element and isotopic geochemical data

1. Major elements

Major and trace-element compositions of the samples are shown in Table 7.3. In the total alkali ($Na_2O + K_2O$) vs SiO_2 diagram (TAS diagram; Cox et al., 1979; Figure 7.6a), samples plot into the subalkaline field along a fairly linear trend, from basalt to rhyolite. Only sample #15 deviates from the trend, probably because of alteration, as shown by its LOI (5.4 wt. %), one of the highest values for our samples. This sample is hereafter only used for trace elements, commonly less affected by alteration (i.e., Tindle and Pearce, 1981; Hastie et al., 2007).

In the AFM diagram (Figure 8.6b; Kuno, 1968; Irvine and Baragar, 1971), samples representing liquid compositions together with the plutonic rocks fall on the calc-alkaline trend towards low MgO contents. In the K_2O-SiO_2 diagram (Figure 7.6c), most samples (seventeen in total) belong to the low-K calc-alkaline series. Only six samples (shown in black) plot on the medium calc-alkaline domain.

Apart from these six samples, a relatively good inverse correlation is observed for CaO, FeO, Al_2O_3, MgO and MnO vs SiO_2 in Harker diagrams (Figure 7.7a-e), or positive correlation for NaO vs SiO_2 (Figure 7.7f). Although more scattered, the negative correlation in the CaO/Al_2O_3 vs FeO/MgO diagram (Figure 7.7g) suggests fractionation of plagioclase, pyroxene and/or amphibole. The TiO_2 vs SiO_2 plot (Figure 7.6h) does not show a correlations probably due to fractionation of Fe-Ti oxides during crystallization of the magma.

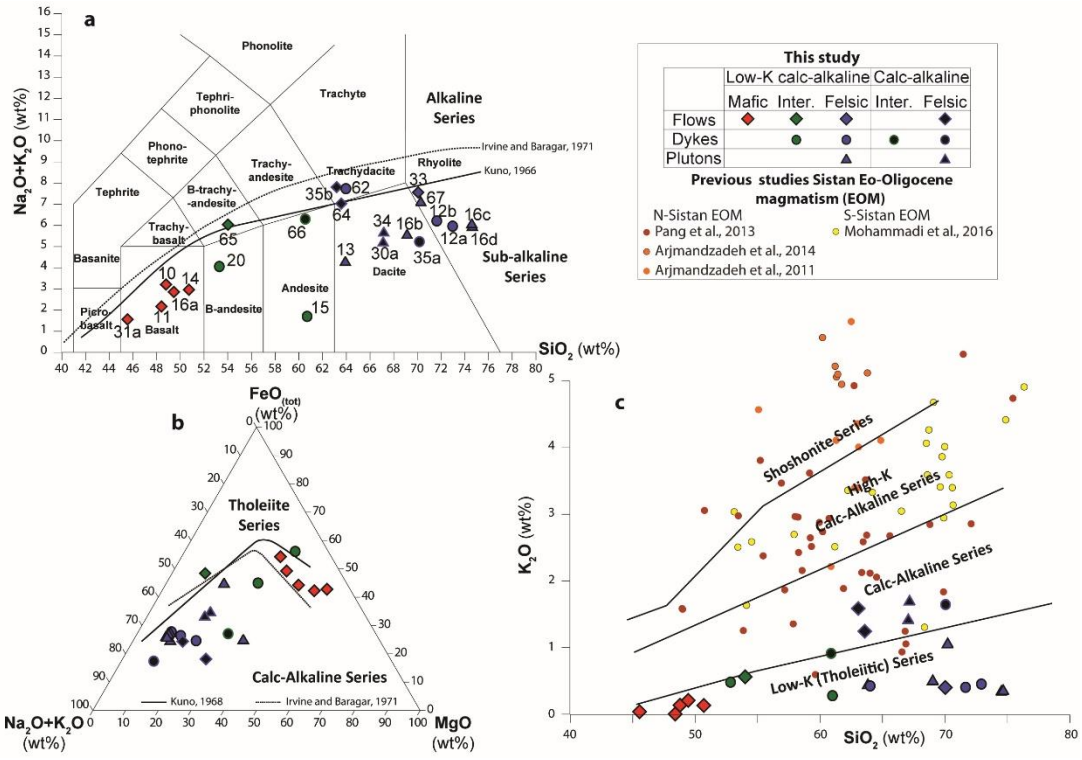


Figure 7.6. Chemical classification based on major elements. **a)** Total alkali vs SiO_2 (TAS, wt.%) diagram. All the samples plot in the sub-alkaline series field. **b)** AFM diagram with our samples on the calc-alkaline trends. **c)** K_2O vs SiO_2 (wt.%) diagram showing that our samples are made of two groups: (1) in color, samples on the low-K domain and (2) in black, six samples in the calc-alkaline field. Our data are compared to the Eo-Oligocene calc-alkaline magmatism from the North Sistan (Arjmandzadeh et al., 2011; Pang et al., 2013; Arjmandzadeh and Santos, 2014) and South Sistan (Mohammadi et al., 2016).

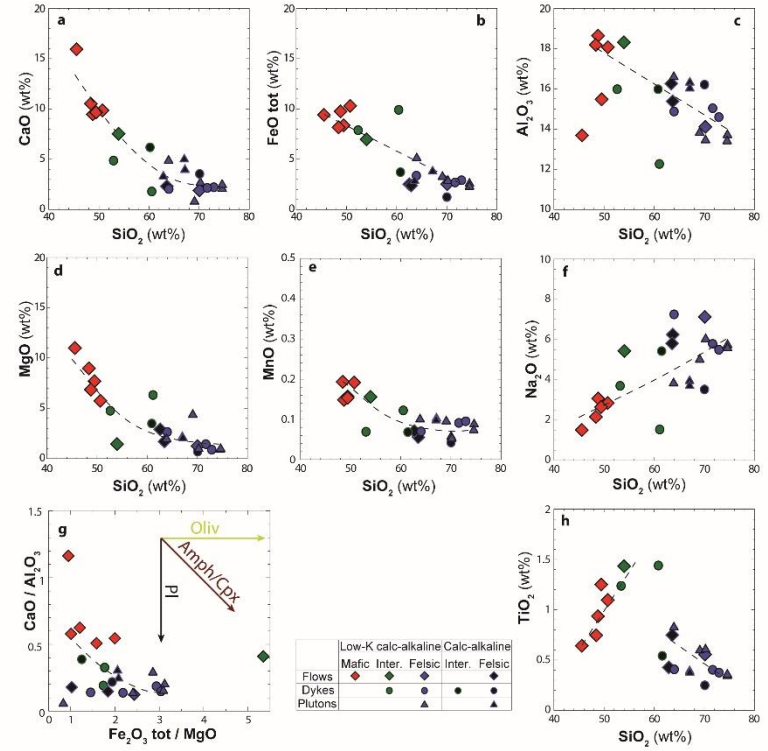


Figure 7.7. Binary diagrams showing the variations of selected major elements. **a** to **f)** Respectively CaO, FeO, Al_2O_3, MgO, MnO and Na_2O vs SiO_2 (wt.%) showing in all cases that samples conform with one trend. g) CaO/Al_2O_3 vs FeO/MgO diagram showing the trends induced by olivine, amphibole and/or plagioclase fractionation. **h)** TiO_2 vs SiO_2 (wt.%) showing a dispersion in the data probably due to Ti oxide crystallization.

Sample	10	11	12a	12b	13	14	15	16a
SiO_2	48.79	48.40	72.88	71.63	63.89	50.72	60.87	49.44
TiO_2	0.94	0.75	0.38	0.40	0.83	1.09	1.43	1.25
Al_2O_3	18.62	18.17	14.63	15.03	16.61	18.06	12.49	15.47
FeO_{tot}	9.75	8.17	2.62	2.75	5.16	10.32	10.15	8.39
MnO	0.15	0.19	0.09	0.09	0.10	0.19	0.12	0.16
MgO	6.84	9.00	0.95	1.40	2.00	5.74	6.30	7.72
CaO	9.47	10.52	2.26	2.16	4.99	9.86	2.11	9.67
Na_2O	3.07	2.16	5.52	5.81	3.85	2.82	1.60	2.64
K_2O	0.14	0.00	0.46	0.41	0.45	0.13	0.24	0.21
P_2O_5	0.13	0.09	0.10	0.10	0.28	0.16	0.26	0.17
LOI	3.60	3.00	1.30	1.50	1.90	2.60	5.40	2.90
Sum	101.49	100.46	101.19	101.27	100.07	101.68	100.96	98.02
K_2O/Na_2O	0.04	0.00	0.08	0.07	0.12	0.05	0.15	0.08
FeO_{tot}+MgO+ MnO+TiO_2	17.68	18.11	4.04	4.64	8.10	17.34	18.00	17.52
XMg	0.41	0.52	0.27	0.34	0.28	0.36	0.38	0.48
Cs	0.23	0.27	0.17	0.15	0.14	0.31	0.17	0.33
Rb	3.89	4.34	4.06	3.67	5.31	3.91	3.81	4.60
Ba	35.1	24.1	28.4	26.5	39.7	72.9	13.0	38.6
Th	1.24	1.29	1.52	1.52	1.23	1.20	1.42	1.33
U	0.32	0.22	0.52	0.44	0.25	0.29	0.60	0.27
Nb	2.57	1.29	2.62	2.76	2.43	2.85	5.45	4.31
Ta	0.11	0.02	0.13	0.13	0.12	0.14	0.34	0.23
La	3.15	2.27	7.27	7.01	5.63	4.54	11.75	4.62
Ce	7.77	5.56	17.81	17.52	14.91	11.53	30.79	11.90
Pb	1.29	1.56	3.81	1.43	1.03	3.55	1.50	1.40
Pr	1.01	0.72	2.52	2.52	2.27	1.64	4.68	1.70
Mo	0.11	0.01	0.15	0.21	0.36	0.21	0.87	0.10
Sr	243	186	178	173	230	234	97	195
Nd	5.44	4.27	11.98	12.38	11.82	8.06	23.27	9.24
Sm	1.91	1.77	3.41	3.43	3.68	2.66	7.18	3.19
Zr	51.1	28.1	52.3	61.5	17.5	54.8	79.8	68.6
Hf	1.33	1.05	1.93	2.04	0.76	1.60	2.49	1.99
Eu	0.69	0.52	0.91	0.86	1.08	0.89	2.36	1.09
Gd	2.08	1.87	3.46	3.60	4.24	2.94	8.21	3.52
Tb	0.41	0.40	0.69	0.67	0.74	0.55	1.33	0.66
Dy	2.65	2.70	3.93	3.85	4.89	3.54	8.24	4.37
Li	6.77	4.81	4.83	3.98	6.18	5.93	6.28	5.91
Y	14.97	14.94	21.68	24.61	26.03	19.62	42.62	22.94
Ho	0.60	0.61	0.83	0.90	1.03	0.76	1.64	0.87
Er	1.62	1.65	2.26	2.25	2.69	2.06	4.31	2.42
Tm	0.22	0.24	0.32	0.39	0.39	0.29	0.58	0.32
Yb	1.47	1.43	2.09	2.49	2.24	1.93	3.68	2.16
Lu	0.23	0.22	0.29	0.32	0.31	0.30	0.47	0.30
Sc	41.7	37.0	13.0	14.7	21.3	36.7	17.6	35.2
V	297	209	36	36	49	312	154	230
Cr	13.5	68.5	7.08	2.18	2.82	11.8	3.1	259
Ga	16.5	15.3	12.9	12.6	17.1	16.7	17.7	16.6
Co	35.11	29.69	3.61	3.47	10.44	32.47	13.46	36.42
Ni	25.7	50.6	2.32	2.05	2.17	18.9	3.77	101
Cu	91.0	10.2	7.74	14.8	17.9	120	8.64	57.6
Zn	73.1	74.0	55.1	38.9	20.2	100	34.3	66.0
Nb/Ta	23.5	58.9	20.8	20.5	20.5	20.4	15.8	18.4
Th/Ta	11.4	59.1	12.1	11.3	10.3	8.56	4.11	5.68
Sr/Y	16.2	12.5	8.23	7.03	8.85	11.9	2.28	8.50
La/Sm	1.65	1.28	2.13	2.04	1.53	1.70	1.64	1.45
$(La/Yb)_{N\ PM}$	1.54	1.14	2.49	2.02	1.80	1.68	2.29	1.53
$(La/Lu)_{N\ PM}$	1.43	1.09	2.60	2.29	1.89	1.59	2.58	1.59

Table 7.3. Major and trace elements data (n=23 samples).

Samples	16b	16c	16d	20	30a	31a	33	34
SiO_2	69.08	74.56	74.60	53.10	67.07	45.55	70.04	67.14
TiO_2	0.60	0.36	0.35	1.22	0.38	0.64	0.56	0.40
Al_2O_3	13.86	13.75	13.42	15.90	16.38	13.69	14.11	16.06
FeO_{tot}	3.34	2.57	2.38	7.75	3.88	9.42	2.91	3.87
MnO	0.10	0.07	0.09	0.07	0.10	0.20	0.06	0.10
MgO	4.42	0.93	0.90	4.88	2.10	11.03	1.34	2.06
CaO	0.92	2.13	2.53	5.05	5.12	15.93	1.93	4.09
Na_2O	5.02	5.72	5.61	3.83	3.77	1.51	7.15	3.97
K_2O	0.51	0.35	0.34	0.51	1.45	0.04	0.41	1.72
P_2O_5	0.14	0.10	0.10	0.21	0.13	0.14	0.14	0.13
LOI	2.30	1.00	1.10	4.90	0.84	1.80	2.20	1.30
Sum	100.31	101.54	101.42	97.41	101.22	99.95	100.84	100.85
K_2O/Na_2O	0.10	0.06	0.06	0.13	0.38	0.03	0.06	0.43
FeO_{tot}+MgO+ MnO+TiO_2	8.46	3.93	3.72	13.91	6.46	21.30	4.87	6.43
XMg	0.57	0.27	0.27	0.39	0.35	0.54	0.32	0.35
Cs	0.11	0.11	0.13	0.94	0.48	0.15	0.19	0.43
Rb	3.95	3.04	3.12	15.50	28.53	3.43	4.06	30.39
Ba	27.2	17.5	14.2	14.6	188.4	14.9	15.8	209.6
Th	1.40	1.43	1.50	4.51	4.33	1.33	1.92	3.99
U	0.46	0.42	0.45	1.17	1.23	0.27	0.55	0.99
Nb	10.13	2.39	2.38	5.49	2.88	0.82	5.39	3.13
Ta	0.67	0.14	0.10	0.38	0.18		0.32	0.19
La	13.93	6.63	6.68	14.49	10.71	4.77	8.97	12.93
Ce	36.57	16.57	16.65	35.23	24.05	11.50	20.68	29.08
Pb	1.04	1.62	1.53	8.11	2.66	2.16	2.04	3.13
Pr	5.24	2.36	2.39	4.47	3.06	1.58	2.80	3.79
Mo	0.11	0.43	0.20	0.59	0.30	0.07	0.13	0.40
Sr	83	117	107	338	328	267	153	310
Nd	23.15	11.64	11.50	18.86	12.78	7.93	12.68	15.32
Sm	6.77	3.38	3.45	4.64	2.91	2.18	3.37	3.38
Zr	68.3	51.9	43.5	141.2	11.3	35.8	113.9	10.2
Hf	2.26	2.28	1.82	4.24	0.62	1.21	3.24	0.60
Eu	1.01	0.95	0.99	1.18	0.77	0.68	0.79	0.80
Gd	7.15	3.68	3.49	4.47	2.42	2.08	3.12	2.92
Tb	1.27	0.68	0.62	0.68	0.38	0.35	0.60	0.45
Dy	8.13	4.20	3.97	4.02	2.36	2.09	3.38	2.57
Li	5.25	4.14	3.89	24.89	5.95	4.76	5.86	4.56
Y	42.83	22.72	21.22	21.61	13.74	11.06	18.39	16.03
Ho	1.61	0.87	0.83	0.81	0.49	0.42	0.72	0.58
Er	4.50	2.36	2.34	2.23	1.35	1.11	2.11	1.61
Tm	0.58	0.40	0.34	0.31	0.21	0.19	0.31	0.24
Yb	3.89	2.27	2.93	1.94	1.43	0.95	1.98	1.66
Lu	0.47	0.29	0.30	0.28	0.22	0.15	0.35	0.26
Sc	9.7	14.1	13.1	19.3	11.5	35.8	11.9	11.6
V	38.9	26.9	27.1	112.3	88.0	244.5	81.8	84.5
Cr	15.0	2.33	2.37	48.7	8.91	421	5.28	9.62
Ga	16.1	10.6	8.9	17.7	15.8	14.3	11.7	16.1
Co	3.38	2.87	2.45	25.79	8.55	51.03	5.54	8.51
Ni	6.96	1.69	2.05	45.1	4.82	286	3.73	4.74
Cu	6.04	14.6	18.2	36.4	9.66	17.8	24.4	19.1
Zn	36.2	23.2	34.8	54.9	21.2	109	51.5	27.8
Nb/Ta	15.1	16.9	23.6	14.3	15.9		16.7	16.7
Th/Ta	2.09	10.1	14.9	11.8	23.9		5.97	21.3
Sr/Y	1.93	5.15	5.02	15.7	23.9	24.2	8.34	19.3
La/Sm	2.06	1.96	1.94	3.12	3.68	2.18	2.66	3.83
$(La/Yb)_{N\ PM}$	2.57	2.10	1.63	5.36	5.37	3.59	3.25	5.60
$(La/Lu)_{N\ PM}$	3.07	2.36	2.36	5.42	5.17	3.41	2.65	5.21

Table 7.3. continue

Samples	35a	35b	62	64	65	66	67
SiO_2	70.06	63.25	63.94	63.56	53.99	60.72	70.25
TiO_2	0.25	0.42	0.41	0.75	1.43	0.53	0.61
Al_2O_3	16.21	16.68	14.89	15.37	18.33	15.98	13.49
FeO_{tot}	1.25	2.66	3.39	2.93	7.06	3.72	2.88
MnO	0.04	0.07	0.07	0.06	0.16	0.07	0.05
MgO	0.72	3.00	2.63	1.77	1.47	3.51	1.03
CaO	3.56	3.08	2.15	2.31	7.50	5.82	2.75
Na_2O	3.52	6.25	7.27	5.80	5.45	5.43	6.04
K_2O	1.68	1.60	0.44	1.28	0.56	0.91	1.08
P_2O_5	0.13	0.15	0.11	0.18	0.44	0.14	0.13
LOI	2.80	4.10	2.90	2.40	5.30	5.60	3.10
Sum	100.21	101.27	98.20	96.40	101.67	102.43	101.40
K_2O/Na_2O	0.48	0.26	0.06	0.22	0.10	0.17	0.18
FeO_{tot}+MgO+ MnO+TiO_2	2.26	6.15	6.49	5.50	10.11	7.83	4.57
XMg	0.36	0.53	0.44	0.38	0.17	0.49	0.26
Cs	4.05	1.46	0.26	1.69	0.93	1.02	0.13
Rb	64.16	56.97	5.60	32.05	26.83	21.46	7.87
Ba	213.0	132.0	197.3	101.1	75.1	154.5	63.0
Th	5.30	2.96	1.54	2.84	4.54	1.72	2.22
U	1.36	0.74	0.53	0.56	1.62	0.52	0.75
Nb	4.91	2.99	1.84	2.64	5.55	1.89	2.75
Ta	0.32	0.16	0.08	0.16	0.41	0.07	0.14
La	13.42	8.42	4.50	8.78	19.46	6.21	8.91
Ce	23.62	17.20	10.24	19.33	49.83	13.42	25.23
Pb	10.44	5.22	4.62	4.74	6.70	5.58	2.04
Pr	2.33	1.97	1.20	2.32	6.81	1.66	3.48
Mo	0.92	0.20	0.12	0.26	1.14	0.26	0.83
Sr	368	280	208	538	278	934	71
Nd	8.37	8.39	5.40	10.18	29.81	7.45	15.63
Sm	1.61	2.06	1.62	2.56	7.53	2.03	4.11
Zr	80.6	83.2	28.1	106.0	346.3	48.5	89.5
Hf	2.24	2.22	0.82	4.03	6.62	1.87	2.83
Eu	0.46	0.48	0.49	0.79	2.25	0.70	0.77
Gd	1.23	1.75	1.47	2.46	7.91	1.87	3.89
Tb	0.21	0.29	0.25	0.40	1.30	0.32	0.64
Dy	1.08	1.55	1.43	2.32	7.91	1.86	3.90
Li	23.15	27.41	25.01	8.96	21.94	28.98	9.65
Y	5.59	7.75	7.04	11.93	41.71	9.30	21.26
Ho	0.20	0.30	0.29	0.45	1.57	0.38	0.78
Er	0.54	0.79	0.74	1.22	4.49	1.05	2.28
Tm	0.08	0.11	0.11	0.17	0.60	0.13	0.31
Yb	0.51	0.65	0.62	0.95	3.75	0.71	2.00
Lu	0.08	0.11	0.09	0.14	0.55	0.12	0.31
Sc	2.8	8.2	10.4	9.4	17.5	14.0	10.2
V	22.0	54.6	62.9	57.0	95.1	90.8	70.7
Cr	13.0	65.9	21.9	13.2	2.22	90.3	6.86
Ga	14.4	16.4	15.5	15.5	23.6	15.8	13.2
Co	2.30	11.00	10.20	9.81	16.54	13.96	5.53
Ni	9.88	49.1	12.9	18.6	3.07	31.1	4.25
Cu	14.6	18.1	18.3	22.5	61.1	24.3	40.3
Zn	13.3	31.9	35.3	40.6	103	32.4	50.1
Nb/Ta	15.3	18.6	23.2	16.3	13.4	26.5	19.9
Th/Ta	16.5	18.4	19.4	17.5	10.9	24.2	16.1
Sr/Y	65.8	36.1	29.5	45.1	6.67	100	3.35
La/Sm	8.34	4.08	2.77	3.43	2.59	3.06	2.17
$(La/Yb)_{N\ PM}$	19.0	9.26	5.20	6.65	3.72	6.24	3.19
$(La/Lu)_{N\ PM}$	17.3	8.19	5.18	6.33	3.65	5.42	2.95

Table 7.3. continue

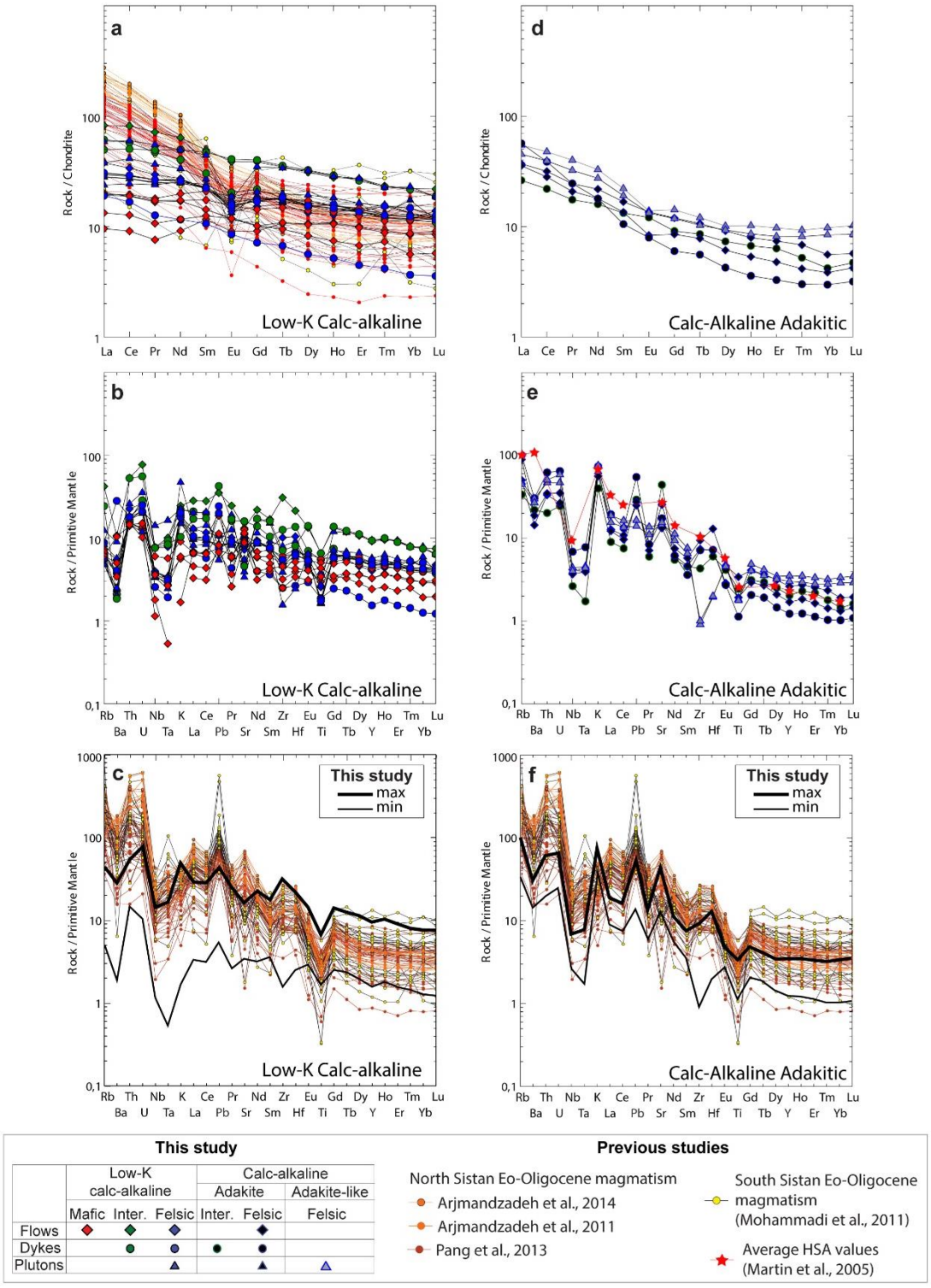


Figure 7.8. Multi trace elements diagrams. a) Rare earth element (REE) patterns normalized to chondritic values (Sun and McDonough, 1989) for the low-K calc-alkaline series compared to Eo-Oligocene of the North and South Sistan (colored thin lines Arjmandzadeh et al., 2011; Pang et al., 2013; Arjmandzadeh and Santos, 2014; Mohammadi et al., 2016;). **b)** Multi-element diagrams normalized to the composition of the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) for the low-K calc-alkaline series. **c)** Multi-element diagrams normalized to the composition of the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) for the low-K calc-alkaline series (between the two black bold lines) compared to Eo-Oligocene of the North and South Sistan (colored thin lines). **d)** REE patterns normalized to chondritic values (Sun and McDonough, 1989) for the calc-akaline adakitic rocks compared to the same studies than in a. **e)** Multi-element diagrams normalized to the composition of the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) for the calc-akaline adakitic rocks and mean values of high-silica adakite (red stars; Martin et al., 2005). **f)** Multi-element diagrams normalized to the composition of the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) for the calc-akaline adakitic (between the two black bold lines) compared to the same studies than in c.

2. Trace elements

Since trace element analyses do not significant deviate between fresh and the more altered samples, neither in the more mobile LREE nor in mobile elements like Ba and Sr, data for all samples are considered (Table 7.3). Figure 8.8 shows REE normalized to chondrite and multi-element diagrams normalized to the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

1. Trace element patterns of the low-K series

All samples of the low-K series exhibit relatively flat profiles in HREE and are moderately enriched in LREE (La/Lu_N between 1.1 and 5.6; mean: 2.8; Figure 7. 8a). These patterns suggest a calc-alkaline nature. All these profiles are parallel in the chondrite normalized REE diagram (Figure 7.8a). The most differentiated samples (dacite to rhyolite in TAS diagram, Figure 8. 6a) have negative Eu anomalies compared to Sm and Gd, in Ba compared to Rb and Th and in Sr compared to Pr and Nd (Figure 7.8b), consistent with plagioclase fractionation (Weill and Drake, 1973).

Multi-elementary diagrams exhibit marked negative anomalies in high field strength elements (HFSE) like Nb-Ta-Ti and positive anomalies in large ion lithophile elements (LILE) like Th, U, Pb and K (Figure 8. 8b) which is classically interpreted by partial melting of a mantle metasomatized by subduction fluids (i.e.: Wilson and Downes, 1991; Aldanmaz et al., 2000; Peccerillo and Lustrino, 2005; Seghedi and Downes, 2011).

The calc-alkaline nature of these rocks is confirmed by the Th/Yb vs Ta/Yb (Figure 8.9a), Th/Ta vs Yb/Tb (Joron, 2000; Figure 7.9b) and Hf/3-Th-Ta diagrams (Wood et al., 1979; Figure 7.9c).

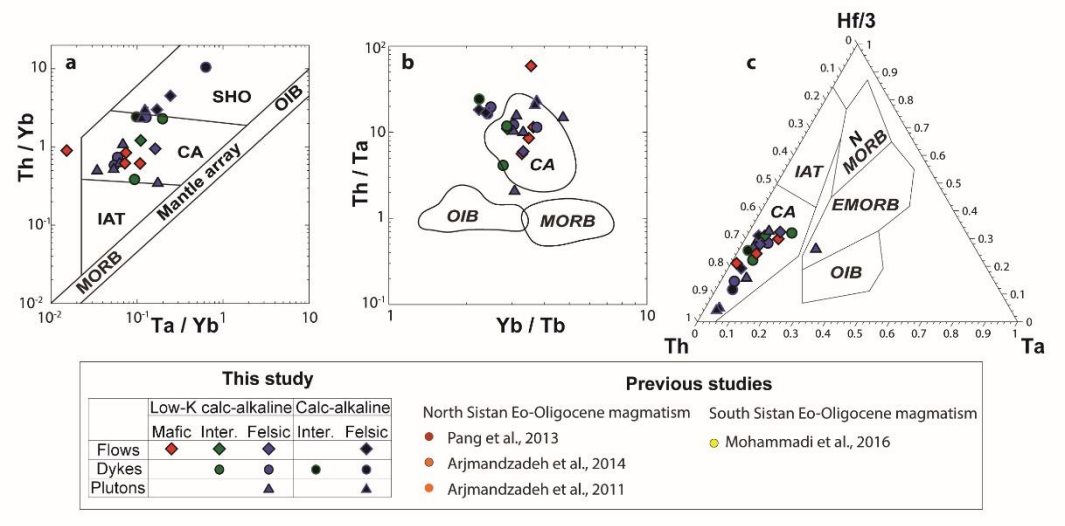


Figure 7.9. Chemical classification based on trace elements. **a)** Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce et al., 1981). **b)** Th/Ta vs Yb/Tb (Joron, 2000). **c)** tertiary diagram Th, Ta, Hf/3 (ppm; Wood et al., 1979). CA: Calc-Alkaline; EMORB: Enriched Mid Oceanic Ridge Basalt; IAT: Island Arc Tholeiite; MORB: Mid Oceanic Ridge Basalt; NMORB: Normal Mid Oceanic Ridge Basalt; OIB: Ocean Island Basalts; SHO: Shoshonitite.

2. Trace element patterns of intermediate to felsic calc-alkaline samples

The six intermediate to felsic samples (black symbols in Figure 7. 2b and 6) exhibits very similar chondrite normalized REE patterns, with a strong depletion in HREE and an enrichment in LREE (Figure 7.8d; La/Lu_N between 5.3 and 17.3; mean: 8.7). Their multi-elementary diagrams (Figure 7.8e) show typical calc-alkaline patterns similar to the former sample group (as also reflected in the plots of Figure 7.9). However, their stronger positive anomaly in Sr and K, their low concentration in HREE and higher La/Yb ratios, distinguish them from the low-K calc-alkaline rocks. These samples display higher Th/Yb (Figure 7.9a) ratios and are located at the boundary between calc-alkaline and shoshonitic domains.

These samples follow most of the criteria defined by Martin (1999) for true adakites (Table 7.3): SiO_2 content higher that 56% (dacite in TAS diagram Figure 8.6a), Na_2O between 3.5 and 7.5 %, Sr higher than 300 ppm, Yb content less than 1.5 ppm, Y less than 18 ppm, Mg/(Mg+Fe) around 0.51, (Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2) around 7% and La/Yb ratio relatively high. These samples are also richer in K than the other rocks (Figure 7. 6b).

The Sr/Y vs Y (Drummond and Defant, 1990; Figure 7.10a) and La/Yb vs Yb (Martin, 1986; Figure 7. 10b) diagrams show that samples #35a, 35b, 64 and 66 plot in the adakitic field. Samples #30a and 34 plot close to but outside the adakitic field. All the other samples lie in the classical calc-alkaline island arc field (Figure 7.10a and b).

Considering their major element and incompatible element patterns, we assume that samples #35a, 35b, 64 and 66 are true adakites. Samples #30a and 34 will be grouped together with true adakites since these two samples have most of the characteristics of adakites but will be referred to as adakite-like samples due to their slightly lower Sr/Y ratio. Adakite and adakitic-like samples are in the high-silica adakite domain in the Nb *vs* SiO_2 and Sr *vs* (CaO+NaO) diagrams (Figure 8. 10c and d; Martin et al., 2005).

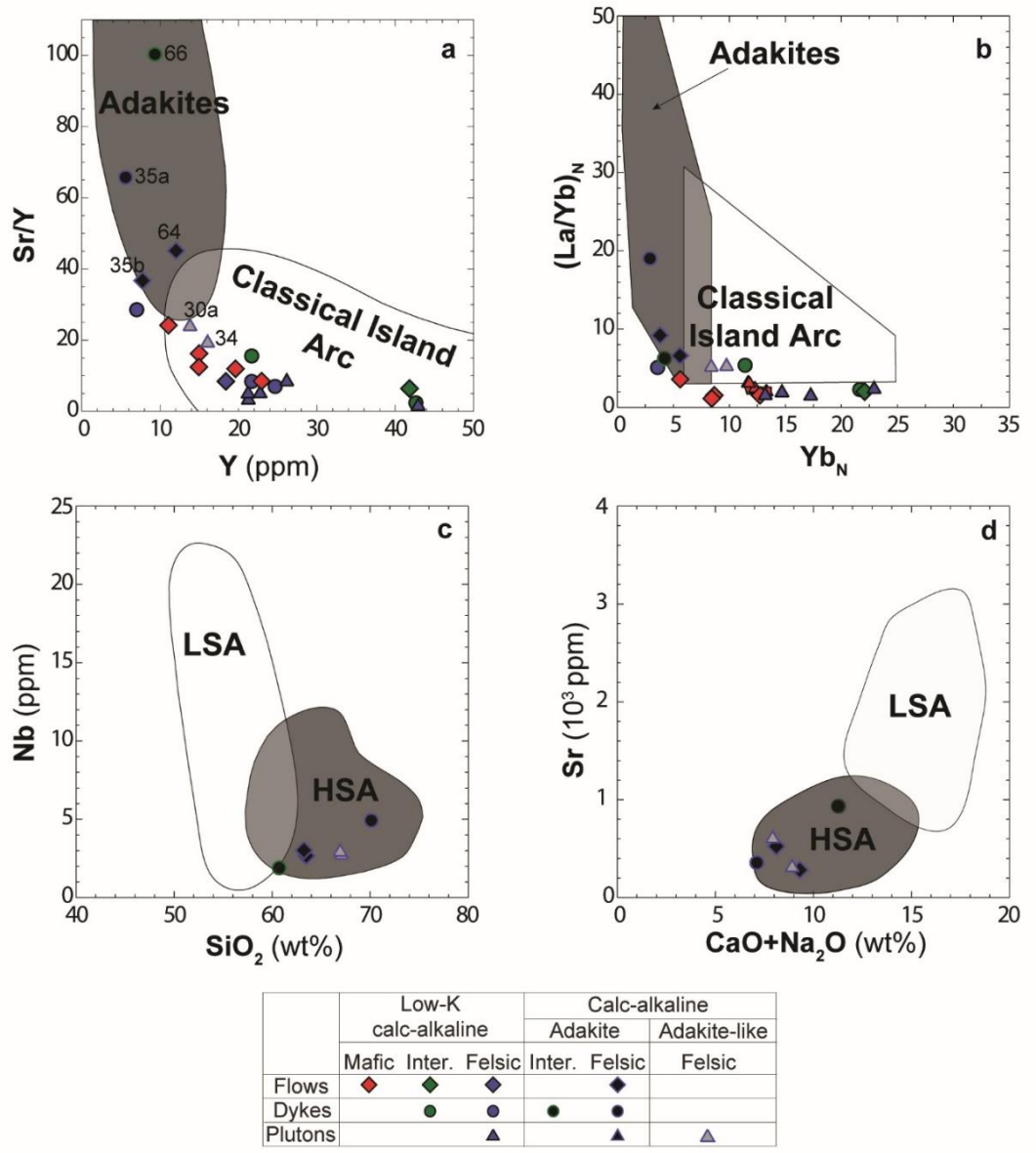


Figure 7.10. Binary diagrams used for adakites discrimination. **a** and **b)** Sr/Y vs Y (ppm) (Drummond and Defant, 1990) and $(La/Yb)_N$ vs Yb_N (Martin, 1986); $_N$: normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989) diagrams comparing classical island arc and adakites. **c** and **d)** Nb (ppm) vs SiO_2 (wt%) and Sr (103 ppm) vs CaO+NaO (wt.%) diagrams comparing high-SiO_2 adakites (HSA; grey field) and low-SiO_2 adakites (LSA; white field) (Martin et al., 2005).

3. Sr and Nd isotopes

The Sr and Nd isotopic compositions of eleven samples are given in Table 7.4. The measured Sr isotopic ratios range from 0.7039 to 0.7074 and εNd(t) values from 2 to 6.8. On the $\varepsilon Nd_{(i)}$ vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(i)}$ diagram (Figure 7. 11a, calculated for 78 Ma), the low-K calc-alkaline samples are located close to the mixing line between the depleted mantle MORB (DMM) and the global subducting sediments (GLOSS) with less than 5% of GLOSS, whereas the adakites and adakite-like samples have lower values $\varepsilon Nd_{(i)}$ (2.8 and 4 for the adakites) Only one sample (#62) plots at a higher value of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(i)}$ = 0.7073, close to the 0.7075 value estimated for Late Cretaceous seawater (Peterman et al., 1970). This high value can be explained either by strong hydrothermal alteration (Kawahata et al., 2001) or by a higher fraction of GLOSS in the source (more than 1 %).

Sample	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ (10^{-6})	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ (10^{-6})	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	ε Nd (t)	ε Sr (t)	$^{147}Sm/^{144}Nd$ (t)	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (t)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (i)	ε Nd (i)	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (i)	ε Sr (i)
13	0.512985	8	0.704152	10	3.68	11.82	5.31	230	6.77	-4.94	0.1958	0.0651	0.512885	6.8	0.7041	-4.7
14	0.512971	9	0.704190	8	2.66	8.06	3.91	234	6.50	-4.40	0.2079	0.0471	0.512865	6.4	0.7041	-3.8
16c	0.512974	9	0.704470	8	3.38	11.64	3.04	117	6.55	-0.43	0.1829	0.0734	0.512881	6.7	0.7044	-0.3
30a	0.512907	7	0.703900	10	2.91	12.78	28.53	328	5.25	-8.52	0.1433	0.2455	0.512834	5.8	0.7036	-11.1
31a	0.512960	8	0.704018	8	2.18	7.93	3.43	267	6.28	-6.84	0.1733	0.0363	0.512872	6.5	0.7040	-6.1
33	0.512980	8	0.705110	8	3.37	12.68	4.06	153	6.67	8.66	0.1673	0.0748	0.512895	7.0	0.7050	8.8
34	0.512914	11	0.704093	38	3.38	15.32	30.39	310	5.38	-5.78	0.1388	0.2769	0.512843	6.0	0.7038	-8.9
35a	0.512742	11	0.705213	10	1.61	8.37	64.16	368	2.03	10.12	0.1210	0.4927	0.512680	2.8	0.7047	3.5
62	0.512823	8	0.707407	8	1.62	5.40	5.60	208	3.61	41.26	0.1891	0.0760	0.512727	3.7	0.7073	41.4
64	0.512822	9	0.704934	10	2.56	10.18	32.05	538	3.59	6.16	0.1583	0.1681	0.512741	4.0	0.7047	4.8
65	0.512889	8	0.704812	10	7.53	29.81	26.83	278	4.90	4.43	0.1589	0.2721	0.512808	5.3	0.7045	1.4

Table 7.4. Sr-Nd isotopic data. The 2σ values are the mean standard deviations of the measurements. A t in index means actual, 78 in index means at 78 Ma (age assumed for this magmatism: initial age).

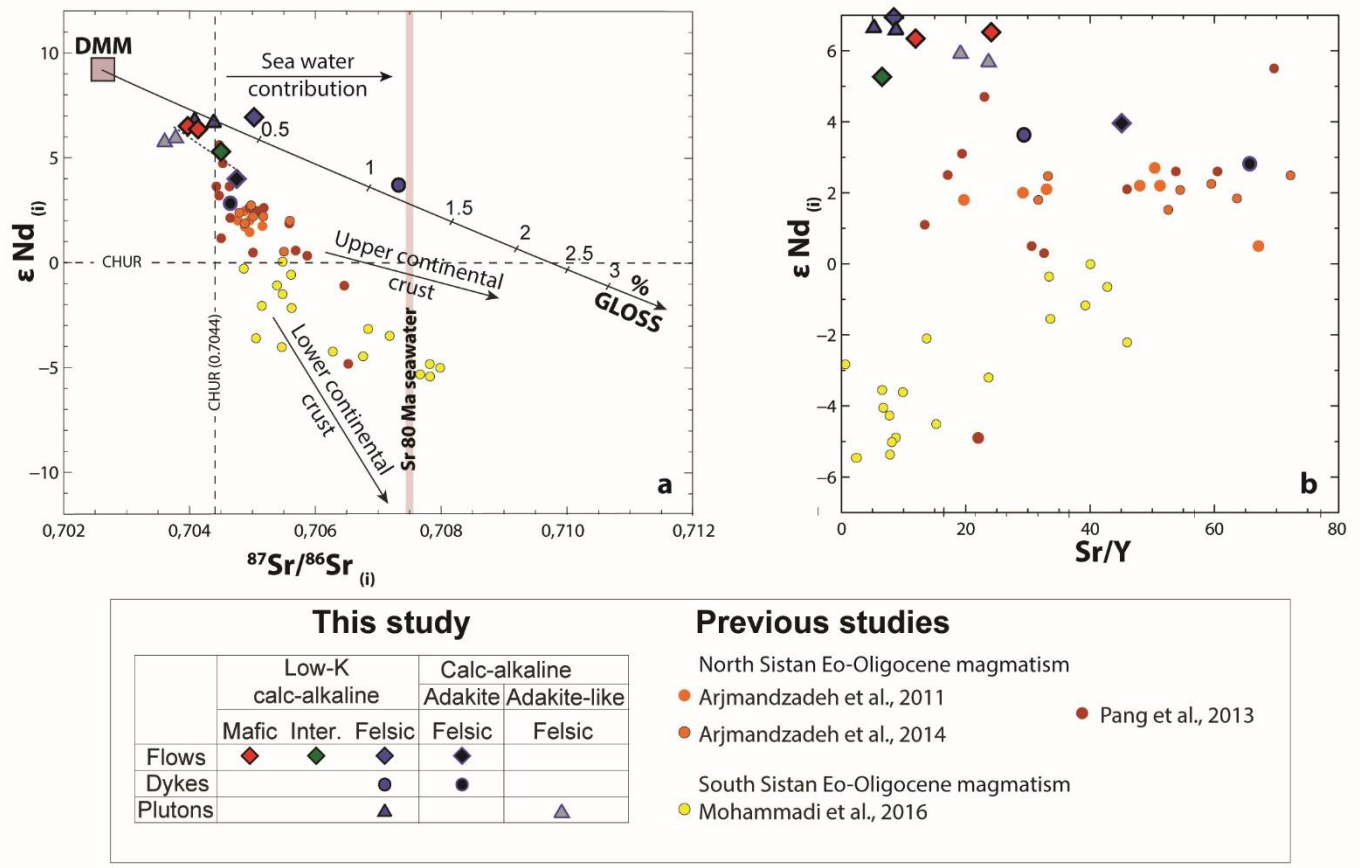


Figure 7.11. Binary diagrams showing the Sr-Nd isotopic variations. **a**). $\varepsilon Nd_{(i)}$ *vs* $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$. The initial ratio was calculated at 78 Ma for our samples, 40 Ma for those coming from Mohammadi et al. (2016), 33 Ma for those coming from Arjmandzadeh et al. (2011 and 2014), and specific dating ages for those coming from Pang et al. (2013). The field of the subducting sediments is after Plank and Langmuir (1998; GLOSS), the field of the depleted mantle MORB (DMM) is after Workman and Hart (2005), the value for the seawater $^{86}Sr/^{87}Sr$ is after Peterman et al. (1970). **b**) $\varepsilon Nd_{(i)}$ *vs* Sr/Y with the same samples than in **a**.

7.2.7 Geochemical modelling of incompatible trace elements patterns

1. Model parameters

Geochemical modelling is hereafter used to constrain the mantle source(s) of the most primitive basalts (#10-11 and 30a) of low-K calc-alkaline rocks and adakites (#35a, b, 64 and 66). Mantle wedge composition is approximated by a mixture of two components: a "pre-subduction" initial peridotite and a "slab-component," which may corresponds to either fluids or melts released from variably altered oceanic crust and/or sediments (e.g. McDade et al, 2003). The depleted MORB mantle (DMM) from Workman and Hart (2005) is used for the trace element composition of the mantle prior to the initiation of the subduction (i.e., the "pre-subduction" peridotite). Compositions for GLOSS (Plank and Langmuir,1998) and the N-MORB (Sun and McDonough, 1989) were respectively used for the sedimentary and crustal contributions to the "slab-component".

The composition of oceanic sediment- and crust-derived fluids was estimated by multiplying the mobility of each element determined experimentally by Kogiso et al. (1997), by their concentration. Several proportions of slab fluid versus DMM were tested, with a slab fluid composition made up of 70% N-MORB fluids and 30% GLOSS fluids.

Melts are modelled using either global partition coefficients for GLOSS (Johnson and Plank, 2000) or temperature-dependent coefficients for DMM and N-MORB hydrous melts (Kimura et al., 2009). We estimated hydrous partial modal batch melting at several temperatures ranging from 800 to 1200°C. Since global partition coefficients depend on source mineralogy, several DMM mineralogies were tested between two end-members: a lherzolitic one with 50% olivine, 23% orthopyroxene, 24% clinopyroxene and 3% aluminous phase (garnet or spinel) and a harzbugitic one with 71% olivine, 23% orthopyroxene, 3% clinopyroxene and 3% aluminous phase (garnet or spinel). Mineralogies tested for the oceanic crust range between three end-members: an eclogitic one with 50% garnet and 50% clinopyroxene (E in Figure 7.12), an amphibolitic one with 40% amphibole, 40% plagioclase and 20% clinopyroxene (A in Figure 8. 12) and an eclogite retrogressed in amphibolite with 40% amphibole, 30% garnet and 30% clinopyroxene (AE in Figure 7.12).

Modelling was carried out for nineteen elements with well-known partition and mobility coefficients.

2. Results

For low-K calc-alkaline primitive basalts (Figure 7.12a), the best fits were obtained with 12.5% hydrous partial modal batch melting of a supra-subduction mantle source (SSM-1) at 1 100°C. The SSM-1 corresponds to a mixture of 90% of DMM source and 10% of slab-derived fluids. Varying the amount of slab-derived fluids from 0 to 20% in the source (grey circles, Figure 7.12a) indeed shows that 10% of slab-derived fluids best match the trace element compositions of the primitive basalts. The amount of a sediment component in the magma is thus <5%, in agreement with Sr and Nd isotopic compositions (Figure 7. 11a).

The mineralogy for the mantle source (SSM-1) giving the best result was obtained for a garnet-bearing harzburgite end-member. In comparison, the spinel-bearing harzburgite end-member does not reproduce HREE content well, and the garnet-bearing lherzolite end-member underestimates Y content (square and triangle, respectively Figure 7.12a). While our best model provides a reasonable fit to the multi-element patterns, subtle differences appear between the lava compositions and those modelled for Rb, Ba, Sr, Th, U and Pb.

Regarding adakites, their PM-normalized trace element patterns are best reproduced by 20% of hydrous partial modal batch melting at 1 100°C of SSM-2 mantle component made of 95% SSM-1 and 5% of slab melts (Figure 7.12b, squares). Varying the amount of slab-derived melts from 0 to 20% in the source induces large variations in the trace element patterns, with a best fit near ~ 5% of slab-derived melts contribution. Slab-melts were assumed to derive from a similar 70%/30% contribution of oceanic crust/sediments. The N-MORB melting is modelled as 3% of a hydrous partial batch melting of an eclogites retrogressed in amphibolite (AE) at 900°C, consistent with the estimated melt fractions in amphibole-garnet-clinopyroxene rocks at these temperatures (Soret et al., 2017). The amount of amphibole only slightly affects the trace element patterns, but the amphibole is necessary as shown by the model with pure eclogite (triangle, Figure 7.12b) which does not satisfactorily reproduce Nd, Sm and Y contents. The mineralogy for the mantle source (SSM-2) giving the best result was again obtained for the garnet-bearing harzburgite end-member. The garnet-bearing lherzolite end-member underestimated Y content (star in Figure 7. 12b). One model was performed to represent shallower partial melting using a spinel-bearing SSM-1 mineralogy for the mantle and an amphibolitic mineralogy for the oceanic crust (circle in Figure 7.12b). This model overestimates HREE and underestimates Sm and Nd. Despite a reasonably good fit between our best model and adakites compositions, some differences appear for Rb, Ba, Th and U.

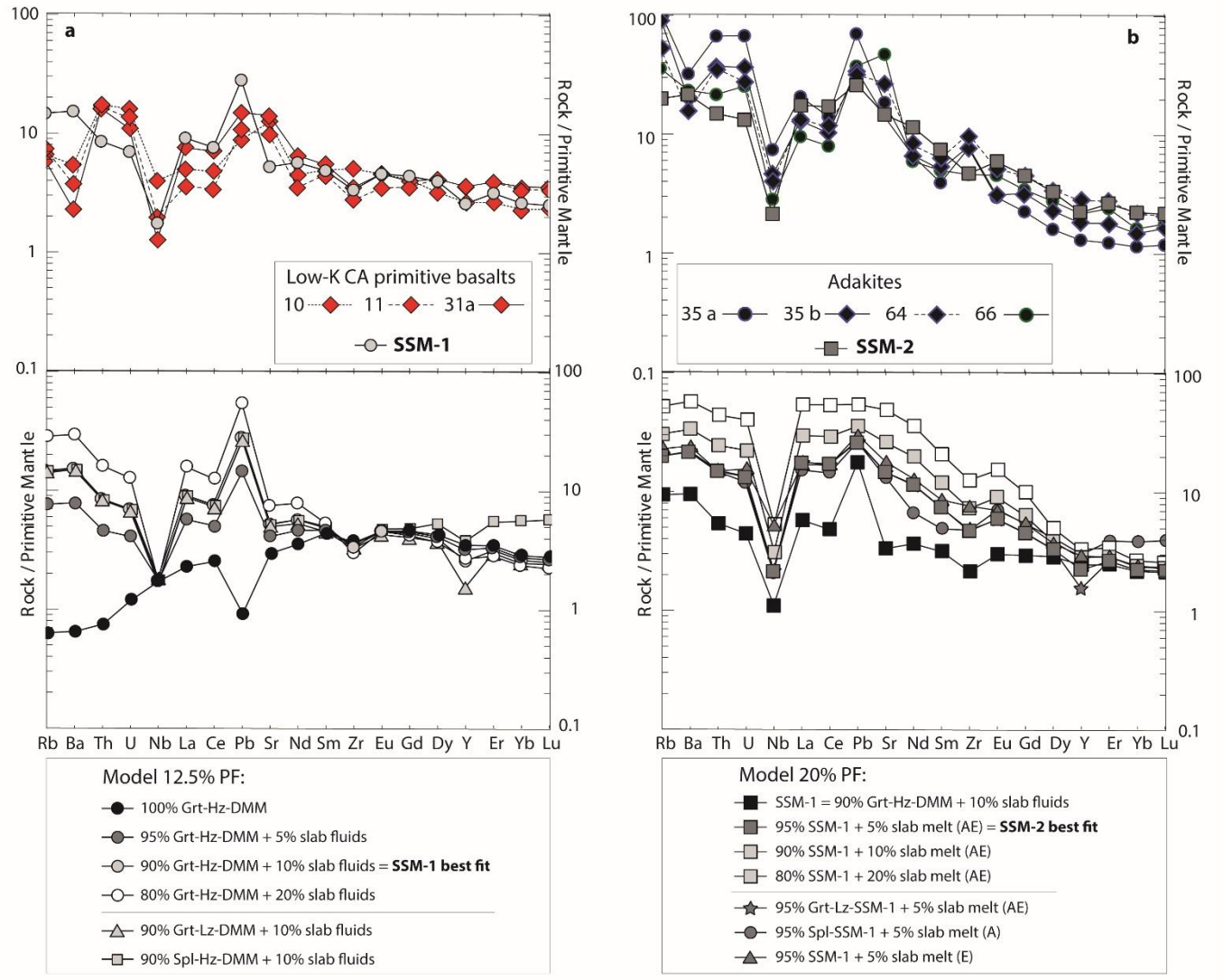


Figure 7.12. Results of the geochemical modelling. **a**) Geochemical modelling of low-K calc-alkaline primitive basalts. On the top: comparison between the most primitive low-K calc-alkaline basalts (selected for their low value in SiO_2 and alkalines) and the best-model obtained by 12.5% of partial melting (PM) of SSM-1 made of 90% DMM metasomatised by 10% of fluids from slab dehydration (see text for more explanation). On the bottom: Comparison of several models highlighting the effect of the amount of slab-derived fluids and of the mantle mineralogy. Percentage of melting, temperature of melting, and chemical composition are always the same. **b**) Geochemical modelling of adakites. On top: comparison between the adakites and the best-model obtained by 20% of partial melting (PM) of SSM-2 made of 95% SSZ-1 and 5% melt from slab-derived melts (see text for more explanation). On the bottom: Comparison of several models highlighting the effect of the amount of slab-derived melts and the mantle or oceanic crust mineralogy. Percentage of melting, temperature of melting, and chemical composition are always the same.

7.2.8. Discussion: geochemistry and distribution of the magmatic series

1. Low-K calc-alkaline series and constraints on Sistan subduction

1. Summary of the results

Most samples, as shown by major element diagnostic diagrams (TAS, AFM and K_2O vs SiO_2 Figure 7.6), belong to the low-K calc-alkaline type of rocks. Multi-elementary patterns (Figure 7.8b) with negative anomalies in HFSE and positive anomalies in LILE confirm their calc-alkaline affinity.

Correlations in Harker diagrams (Figure 7.7) suggest that these magmatic rocks are cogenetic: they belong to a single magmatic series derived from the fractional crystallization of a calc-alkaline juvenile magma. The TiO_2 vs SiO_2 and CaO/Al_2O_3 vs FeO/MgO diagrams (Figures 7.6h and 7g) suggest that the chemical evolution in this magmatic series is controlled by fractional crystallization of Fe-Ti oxides together with amphibole and/or clinopyroxene in association with plagioclase. The implication of plagioclase during differentiation is also suggested by the negative anomalies in Eu, Ba and Sr (Figure 7.8b) in the most differentiated rocks, i.e. the rhyolitic samples (#12a, b, 16c, d, 33 and 67).

In the $\varepsilon Nd_{(i)}$ vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(i)}$ diagram (Figure 7. 11a), the samples from this series lie close to the mixing line between DMM and GLOSS, and their isotopic signature suggests less than 5% of GLOSS. The low-K content and the high $\varepsilon Nd_{(i)}$ value <5 indicate limited contamination by continental crust, as observed mainly in young subduction zones (e.g., Jakes and Gill, 1970; Maury et al., 1996).

These observations are in agreement with the modelling of incompatible trace elements. The best fit is obtained for 12.5% of partial melting of a DMM mixed with 10% of slab-derived fluids (SSM-1, Figure 8.12a). No assimilation of continental crust is needed to explain these incompatible patterns. Garnet-bearing harzburgite is needed to reproduce the slope of HREE, suggesting that partial melting took place at >80 km depth for a temperature of 1100°C. Several factors may explain the differences between the content of Rb, Ba, Sr, Th, U and Pb in the model and in the lavas: (1) source chemistry and/or post melting evolution of the magma (e.g., early plagioclase fractionation) could affect the Rb, Ba and Sr contents; (2) mantle source heterogeneities, whereby variable proportions of accessory minerals may retain these elements (e.g., rutile; Gomez-Tuena et al., 2006); (3) hydrothermal alteration of oceanic crust at/near the oceanic ridge, which particularly affects mobile elements; (4) chemical variability of subducted sediments (e.g., Sr is ~4 times higher in E Sunda sediments than in the GLOSS; Plank and Langmuir, 1998).

Our choice of a DMM composition for geochemical modelling is indirectly strengthened by the mostly harzburgitic nature of the Sistan ophiolite mantle (Moazzen et al., 2006; Saccani et al., 2010, Zarrinkoub et al, 2012a). The scarcity of gabbroic bodies and the presence of only thin, discontinuous pillow-lava horizons support a slow-spreading environment for the Sistan ophiolite, suggesting that the mantle source region may correspond to depleted exhumed sub-continental mantle (e.g., Picazo et al., 2016) from the Lut/Afghan blocks.

2. The low-K calc-alkaline magmatic rocks in their geodynamic context

All the samples from this low-K calc-alkaline magmatic series were collected in the Sefidabeh basin overlying the Afghan block to the E of the suture (Figures 7.2, 7.4d) and are either intrusive (dykes and plutons) or interbedded (lava flows) into the Senonian flysch (Figure 7.4). Since this series forms a volcanic arc emplaced through the Sefidabeh basin, it is concluded that the Afghan Block represents the upper plate of the Sistan subduction zone. This magmatism therefore reflects melting of a mildly metasomatized, highly depleted mantle wedge above a juvenile NE dipping subduction zone. Given the age of the youngest ophiolitic leucogabbro (between 113 ± 1 Ma and 107 Ma; Zarrinkoub et al., 2012a) and of the eclogitic peak (86 ± 3 Ma; Bröcker et al., 2013; Kurzawa et al., 2017; Bonnet et al., 2018), the age of the low-K calc-alkaline magmatism (86-71 Ma) indeed suggests that this magmatic arc formed when the subduction was still relatively young, i.e. <~30 Ma.

3. Senonian vs Eo-Oligocene magmatism in the Sistan

To further assess subduction polarity (see section 2.2), Senonian low-K calc-alkaline magmatism has been compared with the calc-alkaline to shoshonitic Eo-Oligocene magmatism (EOM; Figure 7. 6c) widely distributed across both the Neh complex and the Lut Block (Figures 7.1a, 7.2).

REE patterns of EOM (Figures 7. 8a-b; thin coloured lines) are relatively flat for HREE but evidence a stronger LREE enrichment compared to our samples. Multi-elementary diagrams show negative anomalies in HFSE and strong positive anomalies in LILE (Figures 7. 8c, f), but larger amounts of Rb, Ba, Th and U than in our samples. Consistently, the EOM lies in the shoshonitic area in the Pearce diagram (Figure 7. 9a). In the **$\varepsilon Nd_{(i)}$ vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(i)}$ diagram (Figure 7. 11a), the EOM shows higher $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(i)}$ and lower $\varepsilon Nd_{(i)}$ $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(i)}$ and lowest values in $\varepsilon Nd_{(i)}$** have been obtained for the South Sistan magmatic rocks (Figure 7.11a; Mohammadi et al., 2016; yellow circles).

These characteristics suggest that the EOM results from melting of a strongly metasomatized (phlogopite-bearing) mantle wedge mixed with a crustal component (Arjmandzadeh et al., 2011; Pang et al., 2013; Arjmandzadeh and Santos, 2014; Mohammadi et al., 2016) significantly larger than in the Senonian magmatism reported here. Such an increase in crustal component in EOM would be consistent with crustal thickening following the onset of collision in the Paleocene (in Southern Sistan; Mohammadi et al., 2016) or Eocene (in Northern Sistan; Tirrul et al., 1983), possibly reflecting large-scale lithospheric mantle delamination (Pang et al., 2013; Mohammadi et al., 2016).

4. Implications for the subduction history

To summarize, our results indicate that, a calc-alkaline magmatic arc was active on the extended margin of the Afghan Block, probably during the Santonian-Campanian in the N Sistan, implying the existence of north-eastward dipping subduction. A schematic reconstruction of the Sistan subduction is prposed in figure 7.13 and further discussed below. In agreement with metamorphic (Fotoohi Rad et al., 2005; Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013; Bonnet et al., 2018) and tectonic findings (i.e. Tirrul et al., 1983) we conclude that most if not all of the Sistan ocean was subducted below the Afghan margin. The EOM, largely contaminated by continental crust, would in contrast reflect the collision stage of the orogeny and not a marker of arc magmatism on the Lut block, ruling out the existence of westward dipping subduction. Finally, based on the SSZ nature of some ophiolitic magmas, Saccani et al. (2010) suggested the existence of an additional intra-oceanic subduction during the Late Cretaceous. This suggestion is strengthened by the existence of amphibolite-facies metamorphic soles at the base and to the SW of the Sistan ophiolite, near Hossein Abad.

2. Adakitic rocks: specific insights into subduction dynamics

1. Summary of the geochemical results on adakites

Adakites (#35a, 35b, 64, 66) and adakite-like (#30a, 34) samples exhibit very similar chondrite-normalized REE patterns and are therefore likely cogenetic. These samples are located in the western part of the study area (in places along with low-K calc-alkaline rocks). Isotopic data and geochemical modelling suggest that the low-K calc-alkaline series and the adakites originate from two distinct sources ($\varepsilon Nd_{(i)}$ vs Sr/Y diagram of Figure 7. 11b and Figure 7. 12).

2. Origin of adakites

The genesis of adakite has been ascribed to five types of source and/or melting process (Zhang et al., 2019 and references therein). (1) Partial melting of a warm subducted oceanic crust across a narrow P-T window at the garnet amphibolite–eclogite transition, i.e. around 1.5–2.5 GPa and 700–900 °C, with variable contributions from the surrounding metasomatized mantle (e.g., Maury et al., 1996; Martin, 1999; Prouteau et al., 2001; Bourdon et al., 2002; Martin et al., 2005; Hidalgo et al., 2007; Omrani et al., 2008). Adakites produced in this way are high-silica adakites. (2) Partial melting of metasomatized mantle associated with an assimilation of the surrounding rocks, inducing heat consumption and fractional crystallization (AFC process). This generates high-silica adakites too. (3) Partial melting of thickened lower crust in the garnet amphibolite–eclogite facies, associated with significant AFC of mantle-sourced melts, associated with post-collisional delamination (e.g., Stern and Kilian, 1996; Monzier et al., 1999; Xu et al., 2006; Guo et al., 2007). This forms high-Mg adakites belonging to the low-silica adakite group. (4) Partial melting of the thickened lower crust in the garnet amphibolite–eclogite facies without interaction with the mantle, responsible for the formation of high-K adakites. (5) Mixing of a mafic and a felsic magmas in the lower crust. Adakites produced in this way would be high-Mg adakites, low-silica adakites.

Only the first two of these various possibilities produce high-silica adakites as reported here. Option (2) implies the partial melting of a metasomatized mantle associated with significant plagioclase fractionation. However, no characteristic anomaly in Eu is observed in the REE patterns of the studied adakites. The high-silica adakites therefore more likely reflect melting of a metasomatized mantle together with some slab material, generally ascribed to the subduction of a young oceanic lithosphere (possibly <~30 Ma; Martin, 1999), as for the Sistan ocean (see before), along a warm thermal gradient (i.e.: Peacock et al., 1994; Maury et al., 1996; Martin, 1999; van Keken et al., 2011; Figure 7.13e).

This hypothesis is consistent with geochemical modelling results for adakites, since their incompatible trace element patterns are best modelled with a source (SSM-2; Figure 7. 12b) made of 95% of SSM-1 and 5% of slab melt. In order to reproduce the HREE trend, the SSM-2 mineralogy also requires a garnet-bearing harzburgite for the mantle and an eclogite retrogressed in amphibolite for the oceanic crust, implying partial melting deeper than ~80 km. Partial slab melting was modelled at 900°C, in agreement with the narrow T window proposed by Martin (1999).

3. Slab-break off or ridge subduction?

The 7.3°C/km metamorphic gradient estimated for the 86 ±3 Ma Sistan eclogites (Bröcker et al., 2013; Bonnet et al., 2018) suggests that the subduction thermal regime, prior to adakitic magmatism, was likely too cold to trigger partial melting of the oceanic crust and/or sediments (Figure 7. 13e, at 90 Ma). Two processes may increase locally the subduction thermal regime: (1) subduction of an oceanic ridge (Defant and Drummond, 1990; Guivel et al., 2006; Tang et al., 2010) or (2) slab break-off and/or slab window (i.e.: Benoit et al., 2002; Guivel et al., 2003; Omrani et al., 2008; Bourgois et al., 2016) allowing for asthenospheric influx and additional heating. Both processes are characterized by a marked, thermally-induced uplift in the upper plate associated with deformation, unconformity and a change in sedimentation towards more proximal deposits (i.e., Bradley et al., 2003; Ramos, 2005; Duretz et al., 2011; Fernández-García et al., 2019). In the Sistan, the Paleocene proximal reef overlying unconformably the Senonian flysch may reflect such a change (Figures 7.4a-b). Both processes are also expected to decrease convergence rate and/or promote a change in convergence direction, or favour exhumation of high pressure rocks (Brun and Faccenna, 2008; Agard et al., 2018; van Keken et al., 2018).

Petrological evidence rather supports slab breakoff. First, geochemical modelling shows that the composition of adakites requires melting at 900°C of a slab component made of both amphibole-bearing retrogressed eclogite and sediment (Figure 7. 12b), apparently ruling out shallow ridge subduction. Second, some felsic rocks (gneisses) with flat REE patterns were reported amongst the blocks of the eclogite facies subduction mélange (Bröcker et al., 2013; Kurzawa et al., 2017). These gneisses, which are affected by the same amphibolite facies retrograde metamorphism as the eclogites, yielded Rb-Sr isochron ages between ca. 81 and 75 Ma, hence post-dating the eclogite HP-LT peak (i.e., 86 ± 3 Ma). Assuming that these gneisses have a magmatic or mixed metamorphic/magmatic origin (Kurzawa et al., 2017), they could represent felsic melts that have infiltrated the SSM-1 mantle wedge just above the subduction zone. Melting of the mantle (with its additional slab component, SSM-2) requires temperature conditions ≥1100°C, which could be achieved by local mantle upwelling of hot asthenosphere following slab breakoff. This process might also have assisted exhumation of the HP-LT metamorphic rocks and their retrograde metamorphism (Figures 7.13d and e).

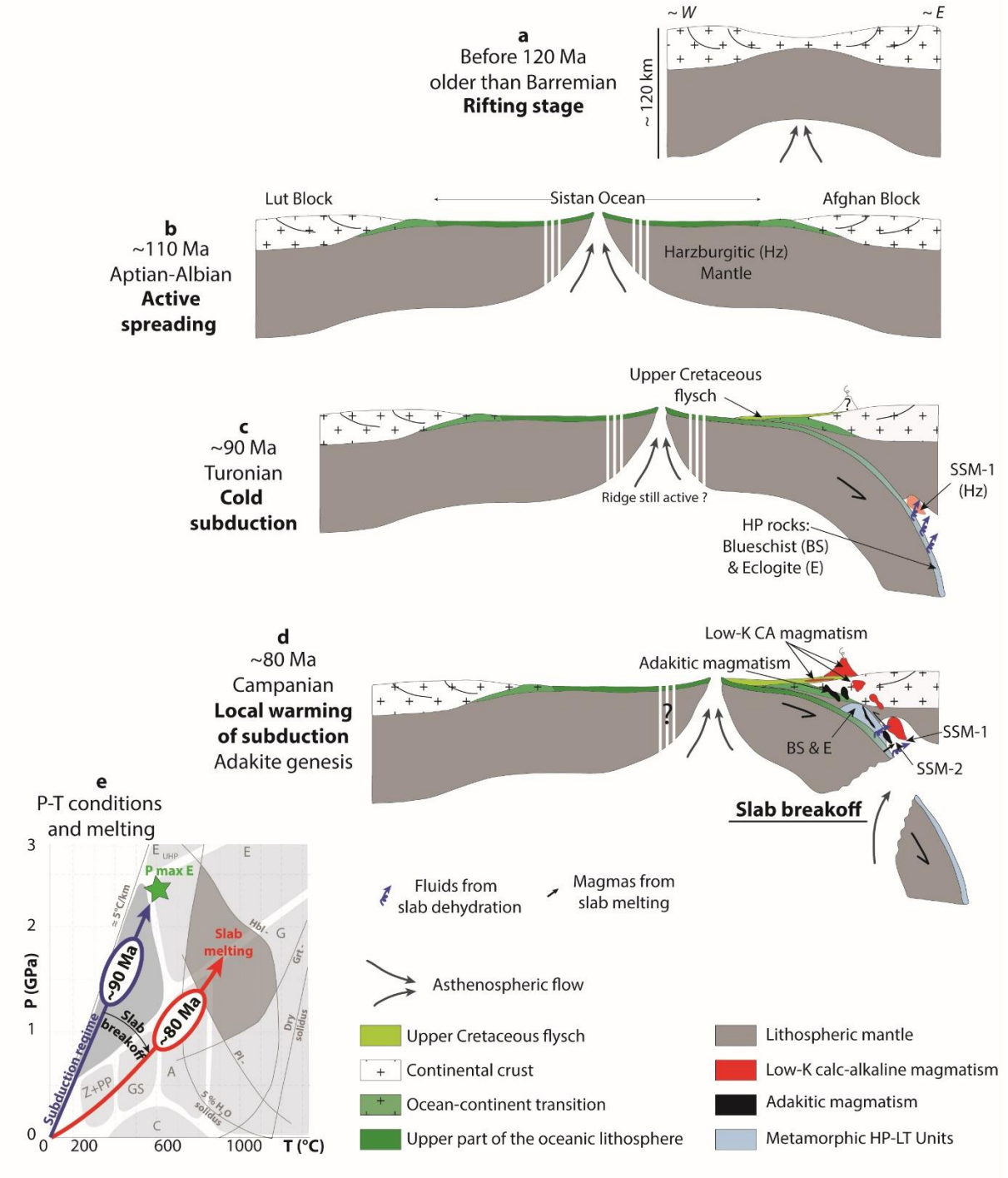


Figure 7.13. **a-d)** Simplified lithospheric-scale cross-sections showing the evolution through time of the North Sistan. **a)** Rifting stage (before 120 Ma, Babazadeh and De Wever, 2004). **b)** Active spreading stage since the Middle Aptian to Early Aptian (around 110 Ma; Babazadeh and De Wever, 2004; Zarrinkoub et al., 2012a; Ozsvárt et al., 2020). **c)** Likely beginning of the subduction stage during the Turonian (around 90 Ma; Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013; Kurzawa et al., 2017; Bonnet et al., 2018). **d)** Late Cretaceous (~80 Ma) situation with a warming of the subduction zone by slab break-off causing a rise in the asthenosphere upwelling which leads to produce slab melts and high-silica adakite (HSA). **e)** P-T modified after Martin (1999). The metabasit facies are reported. The diagram displaying

the dry and 5% hydrous solidus of tholeiite and some reactions are also drawn: hornblende (Hbl-) garnet (Grt-) and plagioclase (Pl-) out. The grey field is the P-T domain where a magmatic liquid generated by partial melting of a hydrated tholeiite can coexist with a hornblende and garnet-bearing residue without plagioclase: P-T conditions of nowadays HSA generation. The blue line is the metamorphic gradient at 86 Ma estimated at 7.3°C km^{-1} by Bonnet et al. (2018) and the red line is the geothermal gradients along the Benioff plane need to produce our HSA at ~80 Ma. Slab break-off causing a rise in the asthenosphere upwelling which leads to warm the subduction zone, slab melting and high-silica adakite generation is marked by the black arrow.

7.2.9. Conclusions

We report the existence of Senonian (86 and 71 Ma) calc-alkaline magmatism emplaced to the E of the Sistan suture zone, mostly within the Afghan Block.

Geochemical data show that two sets of rocks can be distinguished: low-K calc-alkaline rocks and intermediate to felsic high-silica adakitic rocks. Based on their REE and isotopic signature, the low-K calc-alkaline series represents a typical juvenile supra-subduction zone continental arc, with limited interaction with continental crust.

Two distinct sources are needed to reproduce the incompatible trace element patterns through geochemical modelling. The low-K calc-alkaline series requires partial melting of a depleted mantle metasomatized by slab fluids, whereas adakitic compositions require the addition of a fraction (~ 5 vol %) of melts derived from the amphibole-garnet-bearing oceanic crust and sediments of the Sistan slab.

Formation of this magmatic arc implies NE dipping subduction of the Sistan oceanic lithosphere below the thinned Afghan margin during the Late Cretaceous. The formation of high silica adakites, which slightly postdates the 86 ± 3 Ma peak burial of eclogites along a cold gradient (7°C km^{-1}), suggests a warming-up of the subduction regime best accounted for by slab breakoff.

7.2.10. Acknowledgements

The authors would like to thank Editor Ibrahim Uysal for the monitoring of the manuscript at different stages. Michael Bröcker, Reza Deevsalar and the third anonymous reviewer are acknowledged for their comments and suggestions, which significantly improved the manuscript. We feel indebted to the Geological Survey of Iran, and especially to Dr. Shahidi, to the geologists and all the staff (drivers, cooks and chief of camp) for their kindness, constant support and for enabling us to visit the region since 2014. This work was financially supported by the CNRS-INSU programs, by ISTeP lab of Sorbonne University and by the over-head of the project "Zooming in Between Plates" (Marie Curie International Training Network of the European Union's Seventh Framework Program FP7/2007/2013/ under REA grant agreement no. 604713). We also would like to warmly thank M. Benoit Villemant who was such a great help to quantify our geochemical analyzes, M. Erwan Martin for taking the time to discuss geochemical results and M. Benoit Dubacq who provided useful corrections to our manuscript.

7.3 Estimations P-T, ages et formation des unités HP-BT du Ratuk complex

Ce paragraphe correspond à un résume en francais d'un article (Annexe 3) publié dans la revue *Lithos* qui donne de nouvelles données sur les conditions P-T des unités métamorphiques de HP-BT au niveau de Gazik, de l'âge du pic de métamorphisme et des paragenèses rétrogrades et qui renseigne sur le mode de formation du complexe de Ratuk.

Bien que des données existent sur les conditions métamorphiques et les ages de ce métamorphique, la zone de Gazik n'a pas fait l'objet d'étude approfondie. Deplus, les modalités n'édification du complexe de Ratuk n'ont pas été dicutées jusqu'alors.

La structure du Ratuk complex au niveau de Gazik a été déterminée : la partie supérieure du complex est composée de dépôts sédimentaires de type flysh d'âge Maastrichtien, non métamorphiques et discordants sur les unités métamorphiques. Les unités métamorphiques constituent un empilement de trois mélanges. (1) Au sommet, un mélange d'épaisseur variant de 100 à 1 000 mètres à matrice siliciclastique avec des blocs de 1 à 10 mètres de diamètre de nature diverses : serpentinite, basalte, radiolarite, grès ou marbre. Les deux mélanges suivants sont à matrice serpentineuse mais différent par la nature et la taille des blocs qu'ils contiennent. Ainsi l'unité sommitale (2) contient des blocs déformés de taille inférieure à la centaine de mètres et constitués de serpentinite (parfois massive), de métachert, de méta-tuff et de schiste bleu amphibolitisé alors que l'unité basale (3) contient moins de blocs mais ceux-ci sont plus massifs, de taille supérieure à la centaine de mètres et princialement constitués d'éclogite. Les blocs d'éclogite présentent des auréoles réactionnelles à leur contact avec les ultrabasiques attestées par des cristalisations à biotite, amphibole et magnétite.

L'assemblage représentatif du pic de métamorphisme à chlorite, albite, biotite et épidote des blocs de l'unité supérieure s'équilibre d'un point de vue thermodynamique en condition hydratée sur une gamme de température assez large 407 ± 163°C pour une pression de 0,67 ± 0,16 GPa soit entre 10 et 20 km d'enfouissement. Ces résultats sont en accord avec les températures maximales obtenues par spectroscopie Raman sur la matière organique de la matrice à 340 ± 50°C. Matrice et blocs auraient subit les mêmes conditions d'enfouissement. Les conditions pression et température de l'unité à schiste bleu sont difficiles à estimer en raison d'une intense oxydation. Toutefois, par analogie avec des roches proches, des conditions autour de 450-460°C pour 0,5 à 0,8 GPa semblent acceptables. Enfin, pour les blocs d'éclogite de l'unité basale, l'assemblage à grenat, omphacite, lawsonite, phengite et quartz du pic de

métamorphisme s'équilibre d'un point de vue thermodynamique en condition hydratée à une température de 526 ± 23°C et une pression de 2,27 ± 0,14 GPa soit entre 70 et 80 km d'enfouissement. Ces valeurs sont en accords avec les estimations provenant de la comparaison de la chimie des minéraux et celle prédite par pseudosection (faite par Perple-X). Un second assemblage, rétrograde, à hornblende, épidote, muscovite et albite s'éqilibre d'un point de vue thermodynamique en condition hydratée à une température de 531 ± 62°C et une pression de 0,89 ± 0,2 GPa permettant de tracer un trajet rétrograde isotherme pour cette unité.

Des datations ont été réalisées par méthode Ar-Ar sur des populations de phengites et d'amphiboles séparées. Trois types de datations ont été effectuées : (1) sur des phengites de la paragenèse éclogitique, (2) sur des amphiboles de la paragenèse rétrograde des éclogites et (3) sur des amphiboles et phengites du pic de métamorphisme des schistes bleus amphibolitisés. Les âges obtenus à Gazik sur les paragenèses des pics métamorphiques et retrogrades donnent des âges indistingeables entre 87,3 ± 2,7 et 83,5 ± 0,4 Ma. Pour les datations faites sur les roches de Sulabest, les âges des pics de métamorphisme qu'ils soient schiste bleu ou éclogitique sont proches respectivement à 87,9 ± 0,6 et 86,6 ± 0,4 Ma et légèrement plus ancien que la paragenèse amphibolitique rétrograde des éclogites datée à 84,4 ± 1,2 et 86,8 ± 1,0 Ma.

Ces données permettent de discuter le mode de formation des mélanges en contexte de subduction. Classiquement trois processus sont invoqués pour expliquer les mélages : soit un processus sédimentaire, le mélange serait alors une sorte d'olistostrome ; soit un processus gravitaire, le mélange serait alors une sorte de diapir ; soit un processus tectonique, le mélange proviendrait alors d'un écaillage tectonique en profondeur. Dans le cas des mélanges du complexe de Ratuk, l'unité somitale de Gazik, avec sa matrice siciclastique plaide en faveur d'une origine sédimentaire. Cet ensemble serait initialement un olistostrome qui aurait été enfouit secondairement à 10-20 km ce qui serait compatible avec le fait que matrice et blocs reflètent les mêmes conditions pression et température. Pour les unités présentant une matrice serpentineuse, rien n'atteste clairement d'une origine sedimentaire de cette matrice et l'individualisation d'une unité schiste bleu surmontant une unité éclogitique ne plaide pas pour une origine sédimentaire. Enfin, la présence d'auréoles réactionnelles autour des blocs d'éclogite plaide en faveur d'une intéraction matrice blocs à haute température peu compatible avec une origine sédimentaire. Par ailleurs, les unités définies à Gazik trouvent en partie leur équivalent lattéral au niveau de Sulabest. Ces unités auraient donc une extension latérale de l'ordre de la centaine de kilomètre ce qui n'est pas en faveur d'une origine diapirique. Le

processus préférentiel pour expliquer la structuration des unités de HP-BT du complexe de Ratuk serait donc un écaillage tectonique.

Les unités schiste bleu et éclogites se seraient désolidarisées de la plaque plongeante à la même période mais depuis des profondeurs différentes avant de s'exhumer et finir par créer un empilement d'unités. La présence de blocs de plus petite taille et plus déformés à Gazik que dans l'équivalent au niveau de Sulabest montre que malgrè une continuité latérale des unités, il existe des différences pouvant s'expliquer soit par une hétérogénité initiale soit par une déformation plus importante ayant affecté la partie Nord vers Gazik.

8. Evolution tectono-métamorphique du Sistan

Ce chapitre reprend les principales conclusions précédentes auxquelles s'ajoutent le descriptif de nos observations strcuturales à travers la chaîne et l'estimation des chemins P-T-t des roches métamorphiques du complexe de Neh et du block du Lut. L'ensemble de ces données ont été intégrées dans une proposition de modèle d'évolution temporelle du Sistan dans la dynamique globale de la Néo-Téthys.

Les deux paragraphes suivants correspondent à un résumé en francais puis à l'article en cours de réalisation en vue d'une soumission à *Gondwana Research*.

8.1. Préambule

Après une synthèse sur les données déjà disponibles sur le Sistan, cet article décrit un ensemble de 9 coupes réparties à travers le Sistan pour mieux contrainde l'organisation de la zone de suture et celle du complexe de Neh. Cet ensemble a aussi permis de proposer une coupe synthétique de l'ensemble de chaîne du Sistan. Cet étude structurale fait ressortir les principaux points suivants : (i) Le Bloc Afghan et l'Unité de l'Ouest constitue la plaque supérieure au sein de laquelle affleure en fenêtre la zone de HP-BT. (ii) Le substratum du complexe de Neh est une ophiolite sur laquelle s'est déposée en séquence des sédiements depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène. (iii) L'ophiolite du complexe de Neh est chevauchant sur le bloc du Lut ; la flèche de son obduction est de l'ordre de 110 à 150 km le long de ce transect. (iv) La vergence de la chaîne est très nettement vers l'W-SW avec au premier ordre un raccourcissement post emplacement de la nappe ophiolitique compris entre 30 et 50 km.

Dans l'ensemble, nous confirmons que le complexe de Neh ne présente pas de trace de métamorphisme régional. Ainsi, les sédiments déposés sur la nappe présentent des températures maximales estimées par spectroscopie RAMAN sur matière organique en moyenne autour de 275°C qui peuvent s'expliquer par un enfouissement d'environ 5 km dans un gradient thermique chaud. Les roches de l'ophiolite sont caractéristiques de celles se mettant actuellement en place au niveau d'océan lent à ultra-lent. Elles ne présentent, pour la majorité qu'un métamorphisme hydrothermal océanique. Il existe toutefois, dans la partie centrale et au Sud du complexe de Neh, en base d'ophiolite, des amphibolites foliées. La position strcuturale de ces roches ainsi que leurs conditions P-T estimées à 730°C±50 et 0,6-0,7 GPa en font très

probablement des semelles métamorphiques marqueur d'une initiation de subduction intra-océanique. Le pic de métamorphisme de ces amphibolites a été daté entre 74 et 72 Ma. En variation lattérale vers le NW, l'unité basale de l'ophiolite ne présente pas d'amphibolite mais des métasédiments dont les conditions P-T autour de 250°C pour 0,4 GPa et leur âge à 72 Ma rendent compatibles avec l'initiation de subduction supposée. Ce métamorphisme indique que l'épaisseur de la nappe ophiolitique formée lors de l'initiation de la subduction intra-océanique serait d'environ 12 km.

Deux types de métamorphismes ont pu être caractérisés au sein du bloc du Lut dans des roches sédimentaires dont le protholite est probablement d'âge Jurassique. (1) Un métamorphisme essentiellement de contact proche des plutons de granitoïdes datés autour de 50 Ma et intrudant à la fois le bloc du Lut et l'ophiolite. Ce métamorphisme montre au moins deux paragenèses : la première à andalousite, biotite (~630°C-0,2 GPa) correspondrait au métamorphisme de contact et la seconde, moins visible, à sillimanite, mica blanc et biotite (~630°C-0,35 GPa) pourrait correpondre à une augmentation de pression due au passage de la nappe ophiolitique sur ces sédiments. (2) Un métamorphisme régional allant des micaschistes aux migmatites a été daté à 150 Ma le ratachant à la phase Cimmérienne moyenne à tardive ayant affectée une partie de l'Iran Central.

L'ensemble de ces résultats a permis d'élaborer une évolution géodynamique du Sistan présentée ici en une sucession de coupes parallèles à celle de l'ensemble de la chaîne. Au moins entre 124 et 106 Ma, l'océan lent du Sistan est ouvert entre les blocs du Lut et Afghan. Il n'a jamais dû excéder 700 km de large. Vers 90 Ma, l'océan du Sistan entre en subduction sous la marge amincie du bloc Afghan entrainant la formation des roches de HP-BT puis le magmatisme d'arc. Entre 74 et 72 Ma, une subudction intra-océanique affecte l'océan du Sistan formant les amphibolites de semelle et leurs équivalents lattéraux. Cette subduction intra-océanique à plongeament vers le NE sera le moteur de l'obuction de la nappe ophiolitique sur le bloc du Lut. Cette obduction est en grande partie effectuée à 50 Ma lors de l'intrusion de granitoïdes recoupant le bloc du Lut et la nappe ophilitique. Durant l'Eocène, la collision a lieu comme le suggère le changement de régime dans la sédimentation qui devient plus proximale. La déformation associée a probablement été limitée : de l'ordre de 30 à 40 km. La phase de collision est probablement terminée à l'Oligocène. Entre 10 et 20 km de raccourcissement ont probablement eu lieu depuis. Cette phase terminale de déformations est au moins depuis le

Miocène supérieur contrôlée par le transfert de contrainte depuis la zone de collision du Zagros à travers tout l'Iran.

Enfin, cette évolution du Sistan est comparée à l'évolution des autres ophiolites d'Iran central et aux grands évènements tectoniques affectant la Néo-Téthys. Cette comparaison est présentée sous forme de cartes d'évolution tectonique du domaine central de la Néo-téthys depuis le Jurassique terminal à l'Eocène. Dans ces reconstructions, le Sistan s'ouvre en pull-apart indépendant des autres bassins ophiolitiques iranniens, dans une zone transtensive induite par le comportement différentiel du panneau plongeant de la Néo-Téthys de part et d'autre d'une zone transformante héritée. La première phase de subduction du Sistan peut être reliée au changement de dynamique (orientation et vitesse) de la subduction de la Néo-Téthys entre 110 et 90 Ma qui induit aussi l'exhumation de schiste bleus (e.g. dans le Zagros et le Makran) et les obductions dans le domaine Ouest Téthysien (e.g. Oman, Turquie). L'initiation de la subduction intra-océanique du Sistan entre 74 et 72 Ma s'inscrit dans une dynamique de fermeture de la plupart des autres bassins ophiolitiques d'Iran Central et est contemporaine de la phase d'obduction dans la partie Est de la Néo-Téthys (e.g. Bela, Muslim Bagh, Spontang). Le Sistan par sa position centrale et préservée au sein des chaînes Téthysiennes a donc pu enregistrer les évènements majeurs affectant l'ensemble de la Néo-Téthys.

8.2. The Sistan orogen (Eastern Iran): Tectonic evolution and significance within the Tethyan realm

The Sistan orogen (Eastern Iran):

Tectonic evolution and significance within the Tethyan realm

Michael Jentzer[1], Philippe Agard[1], Guillaume Bonnet[1], Patrick Monié[2], Marc Fournier[1], Hubert Whitechurch[3], Jafar Omrani[4], Mohammad Hossein Zarrinkoub[5], Mohammad Mahdi Khatib[5], Reza Kohansal[4], Damien Do Couto[1], Camille Godbillot[1], Dia Ninkabou[1]

[1]Sorbonne Université, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 place Jussieu 75005 Paris, France

[2]Université de montpellier, Géosciences montpellier, place Eugène Bataillon 34095 Montpellier France

[3]Université de Strasbourg, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe, Institut de Géologie, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France

[4]Geological Survey of Iran, Mehraj Bd., Tehran, Iran

[3]Department of Geology, University of Birjand, University Bd., Birjand, Southern Khorasan, Iran

8.2.1. Introduction

The dominantly E-W trending Alpine–Himalayan mountain belts formed as a result of the long-lived convergence between Eurasia and continental fragments derived from Gondwana. Two main sutures (Figs. 8.1a, b) outlined by ophiolite belts, high-pressure low-temperature metamorphic relics, magmatic arcs or flexural basins, stand out in this superorogenic complex: (1) a northern suture marking the former location of the Paleotethys ocean, which opened in the Early Devonian and disappeared through N-dipping subduction below Eurasia from the Upper Carboniferous onwards, leading to continental collision in the Late Triassic (e.g. Dercourt et al., 1986; Boulin, 1991; Besse et al., 1998; Stampfli and Borel, 2002; Richards and Şengör, 2017; Barrier et al., 2018); (2) a southern suture marking the former location of the Neotethys ocean, which formed on the northern edge of Gondwana in the Upper Carboniferous or Early Permian, when the Paleotethys ocean was still several thousand km wide (Stampfli and Borel, 2002; Torsvik, 2016). Closure of the Neotethys, through N-dipping subduction below Eurasia, started during the lowermost Jurassic and was followed by collision during the Tertiary (e.g., during the Eo-Oligocene along the Zagros transect; e.g. Berberian and Berberian, 1981; Dercourt et al., 1986; Sengor et al., 1988; Stampfli and Borel, 2002; Agard et al., 2011; Barrier et al., 2018; Burg, 2018).

In detail, however, many issues remain unresolved, such as (i) the precise location of each suture, most markers being discontinuous; (ii) the diachronicity of tectonic events along strike of the same ocean (Stampfli and Borel, 2002); (iii) the exact number of sutures (e.g., Metcalfe, 2013); (iv) the exact number of intervening blocks and their lateral relationships (van Hinsbergen et al., 2012). In particular, the respective location and geometries of the so-called Cimmerian continental blocks, which lied between the two Tethyan oceans after the opening of the Neotethys and before the final closure of the Paleotethys, are fraught with large uncertainties.

These inferred blocks are separated by ophiolite belts, mostly Mesozoic in age, found outside of the two main E-W Tethyan sutures (Figs. 8.1a, b). These ophiolite belts have commonly been interpreted as marginal basins opened within the upper plate of the Neotethys subduction system but their geodynamic evolution, initial location, spatial extension and mutual relationships are still outstanding questions.

Within this framework, Iran lies in a central position and is one of the best places to constrain Tethyan convergence (Fig. 8.1), for which contrasting tectonic reconstructions were published (e.g. Berberian and King, 1981; Dercourt et al., 1986; Saccani et al., 2010; Agard et

al., 2011; McQuarie and van Hinsbergen, 2013; Ajirlu et al., 2016; Richards and Sholeh, 2016; Barrier et al., 2018; Bonnet et al., 2020), and to assess the significance of its many ophiolite belts (e.g., Nain-Baft, Sabzevar; Torbat-Heydarieh; Sistan; Jaz Murian; Moghadam and Stern, 2015 and references therein).

The Sistan orogen contains an extensive ~700 km long ophiolite belt and is located halfway between the Zagros and Himalayan orogens. It separates the Afghan and Lut continental blocks and appears most intriguing with its north-south orientation (Figs. 8.1; 2). It is also the only orogen located at the rear of an active subduction system, namely the Makran subduction zone (where the last fragments of Neotethys are presently disappearing; Fig. 8.1b). The seismically active Sistan orogen was first surveyed in the late 1970s through pioneering geological studies (Tirrul et al., 1983) but never comprehensively studied since.

The aims of the present contribution are to refine our present understanding of the Sistan orogeny and its bearing on the history and geodynamic processes accompanying Tethyan convergence. To this aim we provide (i) detailed cross-sections distributed across the northern sector of the Sistan belt, merged into a first synthetic structural map and crustal scale cross-section and (ii) tectono-metamorphic and geochronological constraints on the poorly studied ophiolite domain and the eastern edge of the Lut block. These observations are combined with existing magmatic and metamorphic data for the Sistan suture zone (including some recently published by this group; Jentzer et al., 2017, 2020; Bonnet et al., 2018) into 2D lithospheric scale geodynamic reconstructions of the Sistan realm. This study shows, in particular, that the Sistan orogen (1) preserves a large obducted ophiolite with so far unreported metamorphic soles that was only mildly affected by later collision and (2) represents a landmark at the crossroads between the Zagros and Himalayas, recording all the major tectonic events occurring to the East and West of the Neotethys ocean.

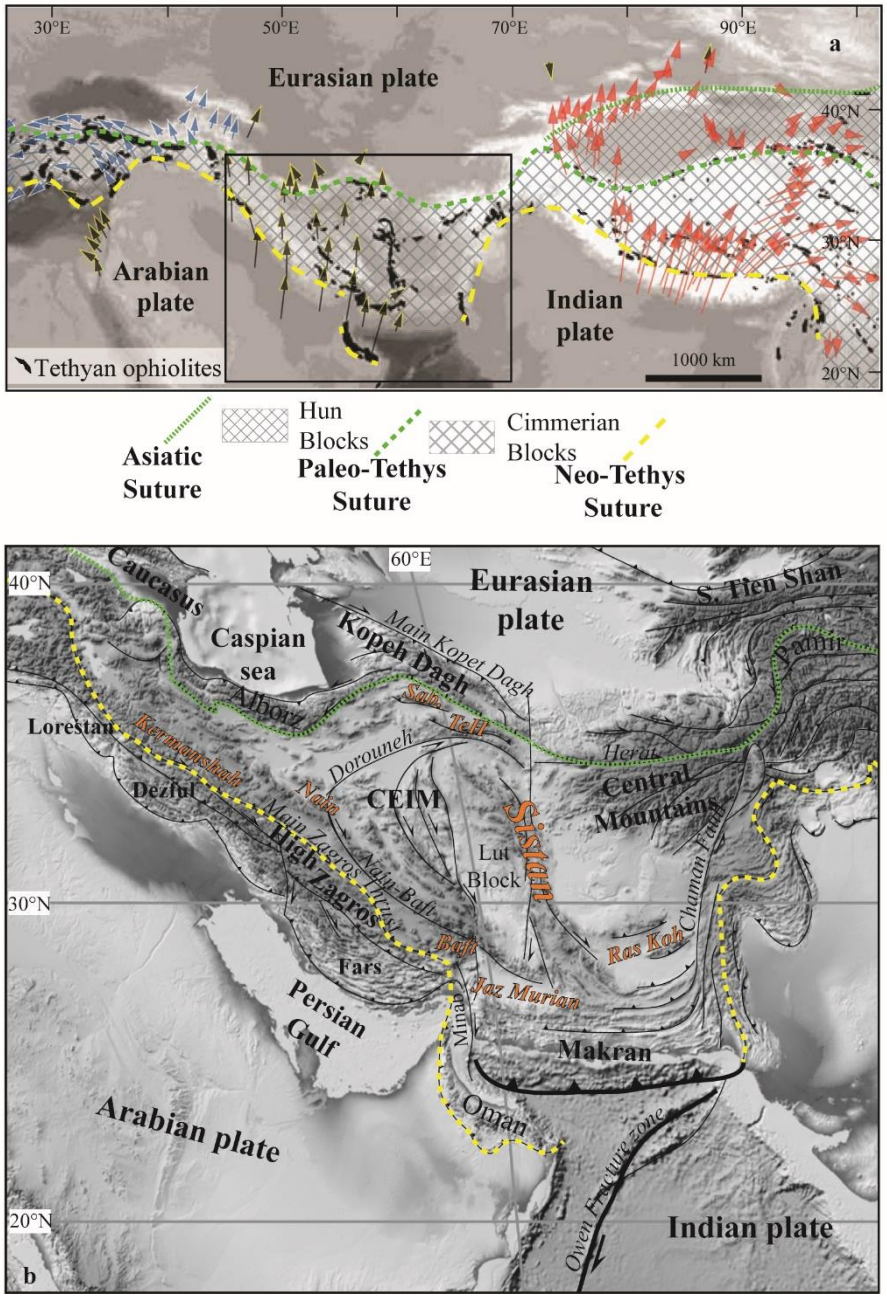


Figure 8.1. Geological setting of the Sistan in the Tetyan realm. **a)** Elevation map with GPS horizontal velocities, in Eurasia-fixed reference frame, for the eastern Alpine–Himalayan belt (modified after Vernant et al., 2004), the main Tethyan ophiolites (modified after Khan et al., 2006), the Paleo- and Neo-Tethyan sutures and the main continental blocks implied in the Tethyan orogeny. **b)** Shaded relief map from ETOPO1 (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1) with the main Paleo- and Neo-Tethyan sutures, the main faults (in *italic*), the orogenic belt (in **bold**) neighbouring the Sistan and the supposed marginal basins associated with the closure of the Neo-Tehtys (in orange).

8.2.2. Geological setting of the Sistan orogen

1. Overall architecture

1. Main geological domains (as defined by Tirrul et al., 1983)

The Sistan belt was mapped at the 1:50.000 scale as part of an extensive regional mapping and mineral exploration program with the Geological and Mineral Survey of Iran. Based on lithostratigraphic (15 logs) and tectonic (three local cross-sections) investigations, Tirrul et al. (1983) recognized five main domains (Fig. 8.2b):

- (1) The Lut Block to the W and (2) the Afghan Block to the E, characterized by Neoproterozoic to Paleozoic basement. The youngest sediments deposited on top of this basement prior to the Sistan orogeny are mildly deformed Jurassic series and Early Cretaceous (Barremian-Aptian) Orbitolina limestones.
- (3) The Neh Complex, which comprises Aptian to Albian ophiolites and ophiolitic mélanges together with sedimentary rocks of Senonian age, both assumed to be weakly metamorphosed.
- (4) The Ratuk Complex, characterized by the presence of highly deformed, ophiolitic mélange and metasediments locally metamorphosed under HP-LT conditions.
- (5) The Sefidabeh basin overlying both the Ratuk and Neh complexes, which consists of Senonian to Eocene turbiditic sequences and was interpreted as deposited in a fore-arc basin.

2. Geophysical constraints on the deep structure

Gravimetric data suggest that the Moho depth reaches up to ~52 km below the Sistan orogen. This is slightly deeper than the 40 to 45 km depth reported everywhere else in the adjacent Lut, Tabas, Yazd and Central Iran continental blocks composing the Central East Iran Microcontinent (Fig. 8.2a; Mousavi and Ebbing, 2018; Eshagh et al., 2019). In contrast, the lithosphere appears to be relatively thin below Sistan, as shown by two independent approaches: (1) heat flow measurements higher than 100 mWm^{-2} (i.e. above the average 67 mWm^{-2} value for continental domains; Davies, 2013; Lucazeau, 2019); (2) inversion of magnetic data, which allows to estimate the 580°C isotherm Curie depth at ~48 km in this area. (Mousavi and Ebbing, 2018).

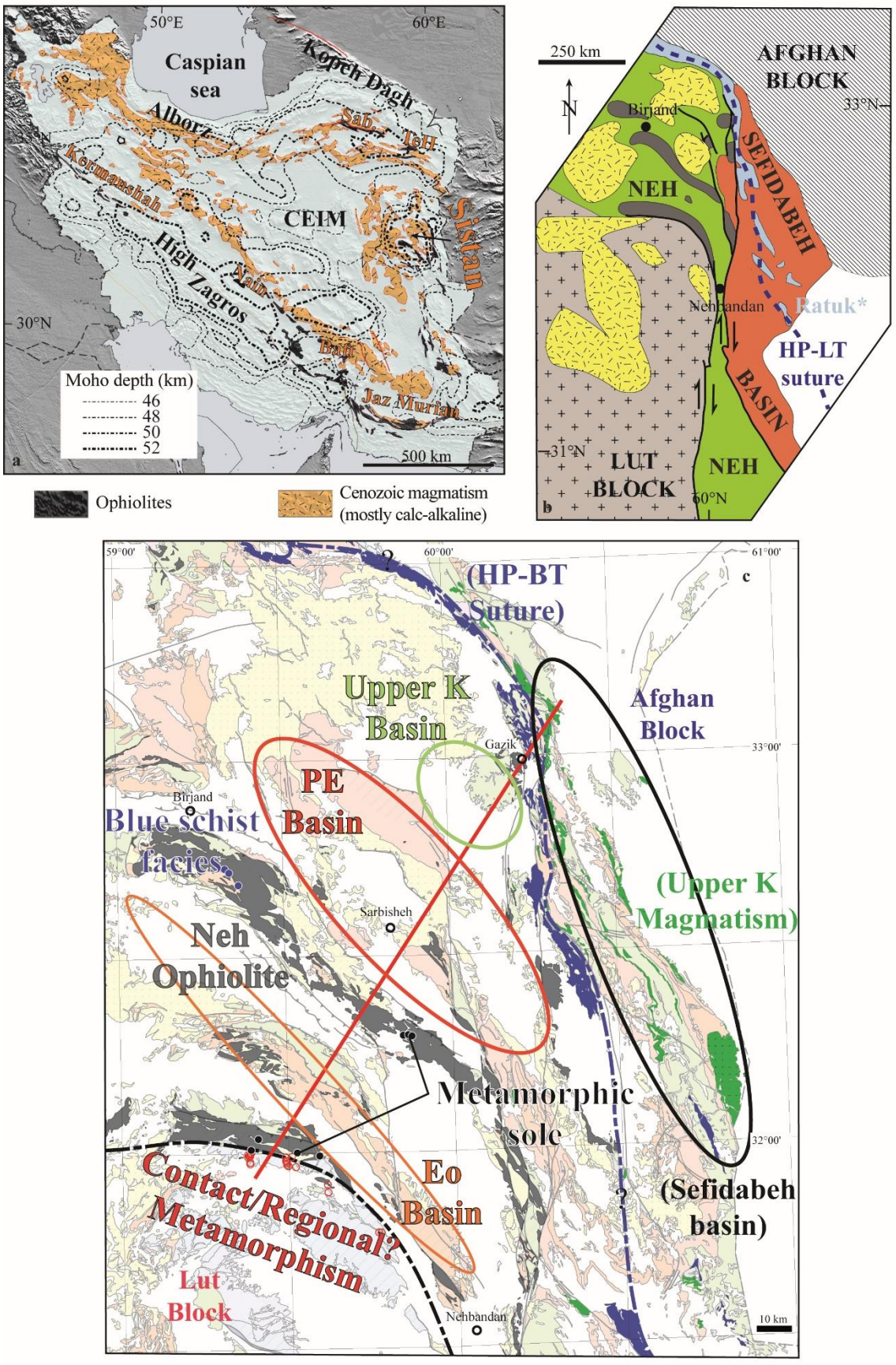


Figure 8.2. **a)** Elevation map with the location of the main Iranian ophiolites, the Cenozoïc magmatic provinces (modified after Paul et al., 2010) and the Moho depth (modified after Mousavi and Ebbing, 2018). **b)** Schematic structure of the North Sistan belt. **c)** Location of the main targets of this study.

2. Main tectonic events from the Mesozoic onwards

The main tectonic stages which affected the Sistan domain since the Mesozoic, which comprise all the steps of a single Wilson cycle (see Fig. 8.3), are briefly described here. They will be further discussed below in the light of our results.

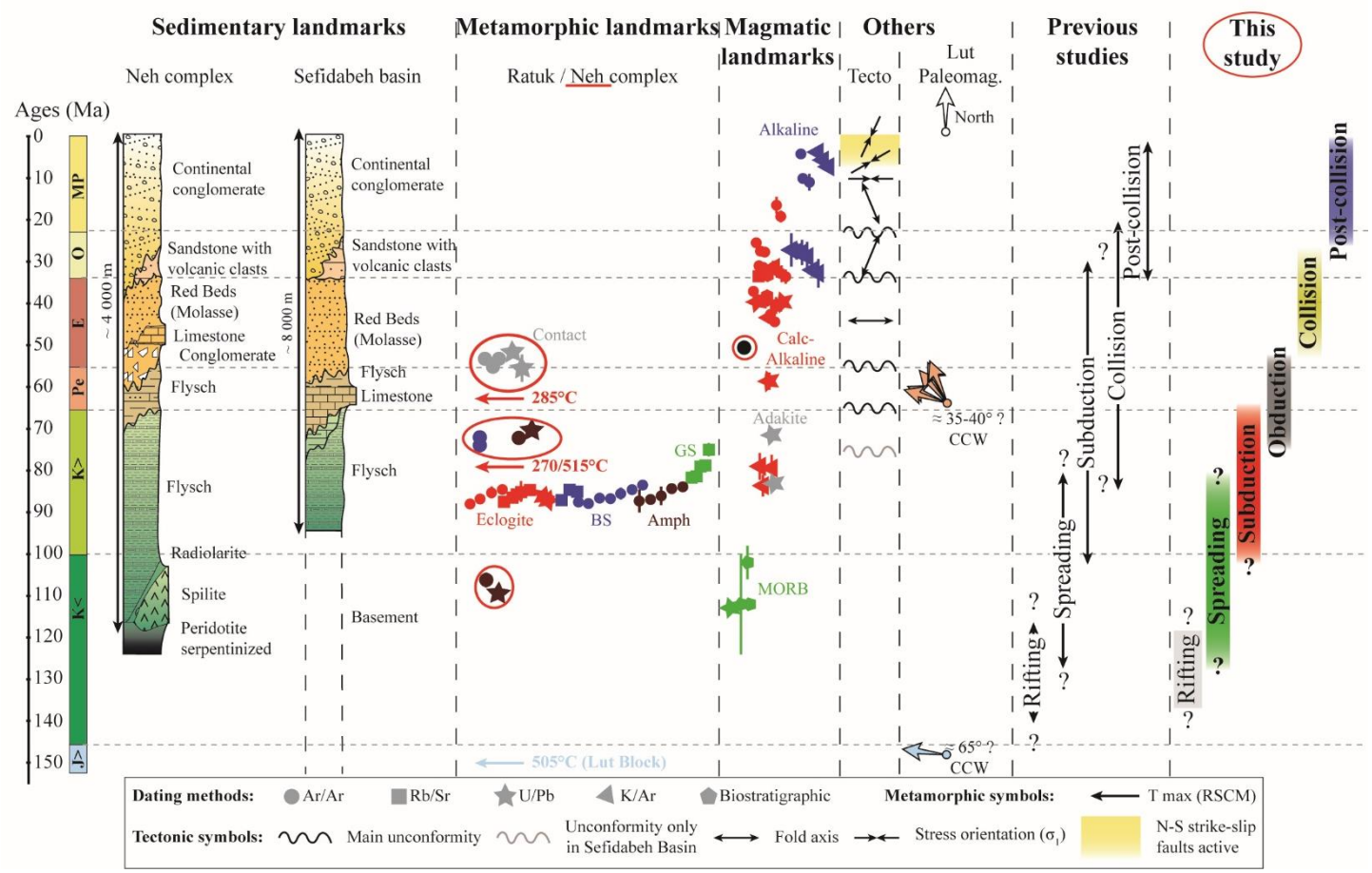


Figure 8.3. Review of the main information available for the Sistan Orogen: synthetic logs modified from Tirrul et al. (1983), metamorphic landmarks from Bonnet et al. (2018; Amph: Amphibolitic facies; BS: blueschist facies; GS: greenschist facies), magmatic landmarks from Jentzer et al. (2020), tectonic landmarks from Jentzer et al. (2017), paleomagnetic from Mattei et al. (2005; CCW: counterclockwise rotation) and the geodynamic evolution inferred from these previous studies. Data provide in this study and their integration in the geodynamic evolution of the Sistan orogeny are also mentioned.

1. Rifting and spreading stages

The onset of rifting of the Sistan ocean is ill-constrained but spreading is attested from the mid-Cretaceous onwards (Fig. 8.3): K-Ar dating on amphiboles from oceanic gabbros in the ophiolites yield an Aptian age of 124 ± 11 Ma (Delaloye and Desmons, 1980), while U-Pb dating of zircons from oceanic leucogabbros yield Albian ages between 107 ± 1 and 113 ± 1 Ma (Zarrinkoub et al., 2012). This is coeval with deposition of the Orbitolina limestone in the Lut and Afghan blocks. Biostratigraphic dating of radiolarites deposited on ophiolitic material yield Upper Aptian to Lower Albian ages (Babazadeh and De Wever, 2004; Ozsvárt et al., 2020), in agreement with isotopic dating. These authors inferred that the rifting of the Sistan ocean started during the Lower (to Middle) Cretaceous.

Petrological and geochemical studies on the ophiolite (Delaloye and Desmons, 1980; Moazzen et al., 2006; Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012a) show that its mantle section mostly consists of harzburgite (less than 5% of clinopyroxene), affected by variable degrees of serpentinisation. The crustal section dominantly comprises N-MORB gabbros and basalts and rarer E-MORB basalts, respectively attributed to ridge-type magmatism (~5-20% partial melting of DMM) and to an environment where the DMM is mixed with an enriched source (e.g., interaction with a hot-spot; Saccani et al., 2010). Less common mafic rocks bear calc-alkaline series with diagnostic enrichment in LREE, negative anomalies in Nb, Ta suggesting a supra-subduction origin. Contrasting degrees of partial melting of the mantle have been proposed: based on the Cr# [Cr /(Cr+Al)] of spinel in peridotite, Moazzen et al. (2006) inferred it to be high, possibly advocating for fast spreading, whereas based on geochemical modelling Saccani et al. (2010) and Zarrinkoub et al. (2012a) proposed an intermediate to low degree of partial melting.

Berberian and Berberian (1981) proposed that the Sistan basin opened as a back-arc basin above the retreating Zagros subduction zone of the Neo-Tethys ocean, which was still active at that time (Agard et al., 2011). The paleogeographic orientation of the Sistan ocean is still largely speculative, however, ranging from N100 to N160°E (e.g. Saccani et al., 2010; Barrier et al., 2018).

Paleomagnetic data on the Central East Iran Microcontinent (CEIM; Davoudzadeh et al., 1981; Soffel and Förster, 1984; Soffel et al., 1996; Besse et al., 1998; Mattei et al., 2012, 2015; Fig. 8.3) show that (1) before the opening of the Sistan ocean, the Yazd, Tabas and Lut blocks experienced a homogeneous counter-clockwise rotation of about ~65° between the Upper Triassic and the Middle Jurassic, suggesting that these blocks formed a single microcontinent at that time; (2) a ~30° counter-clockwise rotation of the CEIM between

the Upper Jurassic and the Upper Cretaceous which could be due to the Sistan rifting-spreading formation and propagation.

2. Subduction stages

Subduction of oceanic lithosphere is attested by the presence of high-pressure low-temperature metamorphic rocks (HP-LT) in the Ratuk complex (Tirrul et al., 1983), which constrain the location of the Sistan suture zone (Figs. 8.2b,c). Peak P-T conditions for eclogites range between 1.9-2.4 GPa and 435 -650°C (Fotoohi Rad et al., 2005; Angiboust et al., 2013). Most recent estimates point to a relatively cold subduction thermal regime (~7°C/km; Bonnet et al., 2018). Retrograde P-T conditions were estimated from 0.5 to 0.8 GPa and between 470 and 530°C (Angiboust et al., 2013; Kurzawa et al., 2017; Bonnet et al., 2018).

Bröcker et al. (2013) used three methods to date the HP-LT metamorphic rocks along the Ratuk complex: (1) Rb-Sr on phengite, glaucophane, omphacite, biotite, epidote, garnet, albite and garnet from eight samples yield ages between 87.1 ± 0.3 and 84.9 ± 0.6 Ma for the mineral assemblages near the eclogitic peak, while retrograde assemblages yield a younger age at 78.9 ± 0.5 Ma; (2) ^{40}Ar-^{39}Ar plateau ages on five samples, which range between 87.6 ± 0.6 and 81.3 ± 1.3 Ma; and (3) U-Pb on zircons from four samples, which yield ages between 89.3 ± 1.6 and 86.1 ± 1.1 Ma. Bonnet et al. (2018) provided fourteen Ar-Ar ages on phengite and amphibole ranging from 88.4 ± 0.35 to 83.81 ± 0.94 Ma without significant difference between near peak and retrograde assemblages. Most authors agree on an age of peak burial of the eclogites at 86 ± 3 Ma. Somewhat older Ar-Ar ages on phengite and amphibole (between 139 ± 19 Ma and 116 ± 19 Ma; Fotoohi Rad, 2009) were interpreted to result from excess Ar (Bröcker et al., 2013).

Thick deposits of Senonian flysch also imply the presence of a highly subsiding basin, probably related to the existence of a nearby subduction zone (Tirrul et al., 1983). Last, low-K calc-alkaline magmatic rocks intruding or interbedded with the Senonian flysch, and capped by the Paleocene reef of the Sefidabeh basin, were shown to correspond to subduction-related juvenile arc magmatism (Jentzer et al., 2020). In the same location, Jentzer et al. (2020) described high-silica adakites, producted with a component of slab melting. These authors argued for NE-dipping subduction of the Sistan ocean beneath the Afghan margin since the Turonian (i.e., after ~93 Ma). Subduction polarity has been the matter of debate, however, with authors arguing for either east- (Tirrul et al., 1983) or west-dipping subduction zone (Pang et al., 2013; Boskabadi et al., 2020; Ozsvárt et al., 2020).

3. Collisional stages

Coarse grained proximal molasse-type Eocene sediments overlying earlier flysch deposits are thought to postdate ocean closure and to constrain the onset of collision between the two continental blocks. Based on unconformities Tirrul et al. (1983) identified two stages of deformation during the Eocene. Eocene deformation is sealed by unconformable, less deformed Oligocene deposits.

Voluminous, mildly deformed syn- to post-collisional Paleogene magmatism cuts across the Lut block and part of the Sistan orogen (Camp and Griffis, 1982; Figs. 8.2b;3). Ar-Ar age constraints for these magmatic rocks span from the Mid-Eocene (ca. 46 Ma) to the Lower Oligocene (ca. 25 Ma). This magmatism has been interpreted as the result of the delamination of the lithospheric root following collision (e.g.: Pang et al., 2013; Mohammadi et al., 2016; Omidianfar et al., 2020).

4. Post collisional stages

Paleomagnetic data suggests that since the Miocene another ~35° counter-clockwise rotation affected the CEIM (Soffel et al., 1996; Mattei et al., 2015). The main horizontal stress rotated around 60° counter-clockwise, probably due to the increasing influence of the “hard” collision in the Zagros (Jentzer et al., 2017 and references therein). The Sistan orogen is still tectonically active, as shown by several morphologic indicators (e.g., shifts of river waterways) and by instrumental seismicity and paleoseismicity studies of strike-slip faults. The dominant set of active faults comprise N-S right-lateral faults and their conjugate left-lateral NW-SE-trending reverse faults (Berberian et al., 2000; Walker and Khatib, 2006), which are compatible with a N025 orientation of the main horizontal stress (Jentzer et al., 2017). These strike-slip faults also act as major pathways for upper Cenozoic intraplate post-collisional alkali-basalts (ca. 27 to 2 Ma, K-Ar or Ar-Ar dating on whole rocks; Camp and Griffis, 1982; Walker et al., 2009; Pang et al., 2012). This alkaline magmatism has been interpreted as deriving from an asthenospheric upflow following lithospheric delamination (Pang et al., 2012).

3. Major unknowns and detailed objectives of this study

Our current knowledge of the Sistan orogen suffers from at least two major unknowns:

(1) Several first-order questions regarding the tectonic evolution of the Sistan orogen are still a matter of debate, including: (i) the determination of the ocean type, ranging from fast to (ultra) slow spreading ocean; (ii) the timing of closure of the ocean basin, during

the Upper Cretaceous or the Paleogene, as well as subduction polarity (i.e. NE- or SW-dipping, or both); (iii) the process allowing the emplacement and preservation of the (presumably) unmetamorphosed Neh ophiolite; (iv) the onset (during the Paleocene or Eocene) and termination of collision, the amount of overall shortening and extent of deep basement thrusting (i.e., thin- or thick-skin tectonics). To that end, the architecture and structural relationships of the main domains (Neh complex, Ratuk complex and Sefidabeh basin) need to be refined.

(2) The paleogeography of the Sistan within the Tethyan framework requires further investigations to assess its orientation and potential relationships with nearby marginal basins such as Sabzevar, N-Makran and/or Ras Khoh.

The present study aims at addressing the first set of questions by focusing on dedicated areas (Figs. 8.2c; 4) and using two major approaches: (1) structural investigation of each domain to constrain their organization and the overall present-day architecture of the Sistan orogen and (2) a metamorphic and geochronologic approach to further characterize the Neh complex and constrain its emplacement as well as metamorphism of the eastern margin of the Lut block.

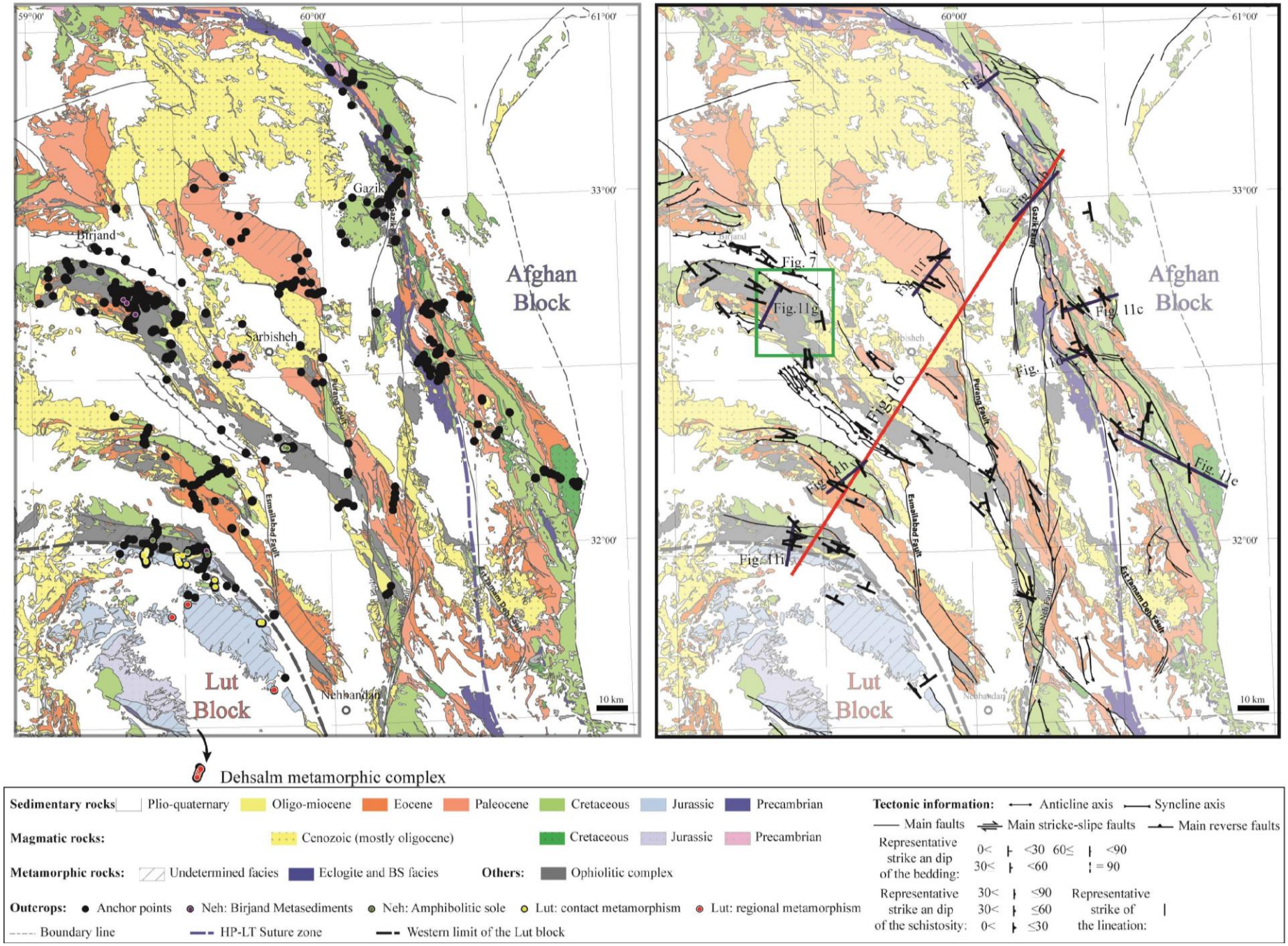


Figure 8.4. Structural map of the North Sistan belt. a) locations of the studied outcrops (in black) and metamorphic rocks sampled. b) representative structural measurement and position of cross-sections.

8.2.3. Structural map of Sistan

Regional mapping of the northern part of the Sistan orogen was conducted in 1977 and 1978 by the Geological Survey of Iran (together with the Bureau de Recherches Géologiques et Minières). Results are published in the 1:250 000 scale maps of Qayen, Shahrakht, Birjand, Gazik, Dehsalm and Zabol (and three detailed reports for Qayen, Shahrakht and Gazik). The corresponding 1:100 000 scale maps were published during the 1990's.

We have combined the six 1:250 000 scale maps of the North Sistan belt to produce a comprehensive and homogeneous map (Fig. 8.4a). To improve readability, some simplifications and specific groupings were necessary:

- All ultramafic rocks (dunite, harzburgite and lherzolite) and their altered or metasomatized products (serpentinite and listvinite), magmatic rocks representing the crustal section of the Sistan ocean (gabbro, basalt and spilite, dolerite and plagiogranite) and ocean floor, deep-sea sediments (radiolarites, phyllites and pelagic carbonates), together with what is mapped as "colored mélange" were merged into what is referred to here as ophiolite.
- Magmatic rocks are shown by age (e.g., Precambrian, Jurassic and Early Cretaceous) except for Tertiary magmatism, which had to be grouped since ages proposed for the same formation on neighbouring maps do not allow to be more precise. In addition to the volcanic and plutonic rocks, volcano-sedimentary rocks like tuff, volcanic breccia, and ignimbrite have been associated to this group.
- Sedimentary rocks are shown by age. The rare Oligocene and Miocene outcrops were merged because they are mainly continental deposits (red beds and conglomerates) difficult to date accurately.
- Metamorphism is indicated by hatching. Due to the lack of data, metamorphic facies cannot be indicated, except for the more extensively studied HP-LT metamorphism of the Ratuk complex.

This map highlights three main gaps in the knowledge of the structure of Northern Sistan, as defined by Tirrul et al. (1983): (1) the boundary between the Sistan suture zone and the Afghan Block, originally defined by the western extension of the Barremian-Aptian Orbitolina limestone, must be refined due to the discontinuity of the Orbitolina limestone outcrops; (2) despite the sub-division of the Sistan suture zone into three mains units, the relationship between the Neh and Ratuk complexes or the extension and structural position of the Sefidabeh basin are unknowns; (3) the boundary between the Sistan suture zone and the Lut

Block, originally defined by the NE limit of the Jurassic pelitic schist, must be refined since Jurassic sediments are overlain by younger Cretaceous deposits in several places.

8.2.4. Methodology: from field to P-T-t estimations

This section presents an overview of the methodology used in this study. Details on the analytical protocols, the tools used to estimate P-T conditions or the geochronological methods can be found below in the Appendix (together with relevant references).

Fieldwork consisted in collecting structural data to build cross-sections and samples for metamorphic and geochronologic analysis, mainly on three targets (Figs. 8.2c ;4): (1) the eastern side of the Sistan orogen, in order to refine the organization of the Ratuk complex and the Sefidabeh basin and to constrain the relationships between the main domains; (2) the central domain, to constrain the internal organization of the Neh complex and (3) the border between the Neh complex and the Lut Block, to constrain their mutual relationships and metamorphism.

Textures, mineral occurrences and mineral zoning were determined by optical microscopy and scanning slectron microscopy (SEM, ZEISS Supra 55 VP). Mineral compositions were determined by electron probe micro-analysis (Cameca SX-5 and SX-100; CAMPARIS, Sorbonne Université). Maximum temperatures experienced by organic-rich samples were determined by Raman spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM; Renishaw inVia, Ecole Normale Supérieure), following the method of Beyssac et al. (2002).

Whole-rock major element composition was obtained after crushing and dissolution by Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry (ICP-OES iCap 6 500; ALIPP6, Sorbonne Université).

Ar/Ar isotopic measurements were done on grain separates by laser ablation coupled to a multi-collector noble gas mass spectrometer (Thermo-Fisher Argus VI; Géosciences Montpellier). Titanite U-Pb analyses were performed in-situ in thin sections by laser ablation split-stream inductively coupled plasma mass spectrometry (LASS ICP-MS; Univ. California Santa Barbara).

Different methods were used to estimate P-T conditions depending on each lithology. For mafic samples, the Ti content in Ca-Amphibole (Ernst and Liu, 1998) and the Na-Si vs Ca-Al exchange between amphibole and plagioclase (Holland and Blundy, 1994) were used to estimate temperature. The Al/Si exchange between plagioclase and Ca-Amphibole were used to estimate equilibrium pressure (Ernst and Liu, 1998). The Zr content in titanite was used, in zircon-bearing samples, to place constraints on maximum temperature conditions.

For metasedimentary rocks, maximum temperatures were estimated by the RSCM method. Empirical thermometry based on the Ti content in biotite and Garnet-Biotite Fe-Mg exchange were also used. Pressure was estimated using Garnet-Biotite-Aluminosilicate-Quartz barometry.

Thermodynamic modelling of selected samples was performed in the NCFMASHTO and MnNCKFMASHTO chemical systems, respectively, with the Perple-X software (Connolly, 2005) using whole-rock compositions. Mineral assemblages and chemistry were then compared to those predicted by thermodynamical modelling.

8.2.5. Sedimentary basins: types and burial metamorphism

1. Stratigraphy

This section summarizes the observations made by Tirrul et al. (1983) and Maurizot et al. (1990a; 1990b), complemented by ours. Though not representative of all parts of the basins, this description is meant to illustrate the style of sedimentation and the stratigraphic relationships within the Sefidabeh, Ratuk and Neh complexes (Fig. 8.3).

1. Stratigraphy of the Sefidabeh basin

The thickness of the Cenomanian to Eocene sedimentary deposits in the Sefidabeh basin (Fig. 8.3) was estimated at around 8 km (Tirrul et al., 1983). In the Northern Sistan Orogen, the Sefidabeh basin develops on the Afghan margin (see below).

The oldest rocks are mainly Senonian in age but some biostratigraphic markers hint to an Aptian age for the base of this formation (Tirrul et al., 1983). This sequence (Lahnu formation, Fig. 8.5a) is mainly composed by calci-turbidite with layers of marl and limestone, in places called (calc-)flysh. Calc-alkaline rocks and adakites are intrusive or interbedded in this sequence (Jentzer et al., 2020). In some places, Maastrichtian sediments can be recognized. Their base is a polygenic breccia reworking ophiolite pebbles (Darband-Bad formation; Fig. 8.5b) evolving upwards into a turbiditic, marl and shale sequence (Nesfandeh formation; Fig. 8.5c) locally interbedded with a ten meter thick Hyppuritic and Orbitoid bearing limestone (Figs. 8.5d-f). Maastrichtian ages were confirmed, east of Sulabest, by biostratigraphy on microfossil assemblage (Omphalocyclus sp., Lepidorbitoides sp., Orbitoides sp., Siderolites sp; S. Soleimani, GSI, pers. comm.).

The base of the Paleocene is a reefal limestone slightly unconformable on top of the Upper Cretaceous deposits, showing large thickness variations, from ~0 to >600 m (Palang

formation; Figs. 8.5g-h). It is overlain by an Upper Paleocene turbiditic sequence (Chah Chucchu formation; Fig. 8.5i) locally preserving paleo-channels and Nummulites, especially in the core of synclines.

Eocene sediments are “red beds” polygenic continental puddingstone observed only on the easternmost part of the basin (Fig. 8.5j). They lie unconformably on top of the Paleocene series. Calc-alkaline affiniy lavas and dykes are present in the Eocene. Oligocene deposits correspond also to “red bed” facies with an increase of the volcano-clastic component from the Eocene magmatic activity. Although both sedimentary sequences are conglomeratic, a major unconformity marks the limit between Eocene and Oligocene deposits. Miocene lavas and dykes are found in a few places (Camp and Griffith, 1983). The latest sediments are Plio-quaternary polygenic continental conglomerates reworking all previous lithologies (Fig. 8.5k).

2. Stratigraphy of the Ratuk complex

The metamorphic units of the Ratuk complex (see Geological setting) are unconformably overlain by a Maastrichtian conglomerate evolving upwards into a turbiditic sequence (equivalent to the Darband-Bad formation; Fig. 8.5b). In some places, Eocene red-beds (equivalent those in Fig. 8.5j) overly unconformably the Maastrichitain sequence. Plio-quaternary polygenic conglomerates (equivalent of Fig. 8.5k) are also locally observed.

3. Stratigraphy of the Neh complex

The total thickness of the sedimentary succession of the Neh basin, from Upper Turonian to Eocene, reaches ~4 km (Tirrul et al., 1983). Half of it is made by phyllite interbedded with sandstone dated from the Upper Cretaceous to the Early Cenozoic (most likely Paleocene).

The first sedimentary rocks on top or interbedded between lavas of the ophiolite are alternations of radiolarian chert, marl and/or limestone (Fig. 8.5l). No biostratigraphic dating is available for these rocks but a Lower Cretaceous age could be expected based on the geochronologic ages of the ophiolite (between 124 and 107 Ma, Aptian-Albian).

Upper Cretaceous and Paleocene deposits are fine grained turbidites dominated by phyllite, minor sandstone and locally layers of limestone (Figs. 8.5m-n). These depositis are referred to as flysch in some 1:250000 scale maps. Upper Cretaceous deposits are mostly exposed in the eastern part of the Neh complex, whereas Paleocene sediments dominate in its central part (Fig. 8.2c).

Figure 8.5. Representative sedimentary rocks of the Sefidabeh basin. GPS coordonates are for a : 32°12’03’’N-60°43’43’’E ; b and c : 33°02’08’’N-60°15’29’’E ; d-f : 32°41’24’’N-60°23’53’’E ; g : 32°29’53’’N-60°21’29’’E ; h : 32°17’51’’N-60°29’43’’E ; i : 32°25’04’’N-60°31’35’’E ; j : 32°43’02’’N-60°28’19’’E and k : 32°32’28’’N-60°19’44’’E.

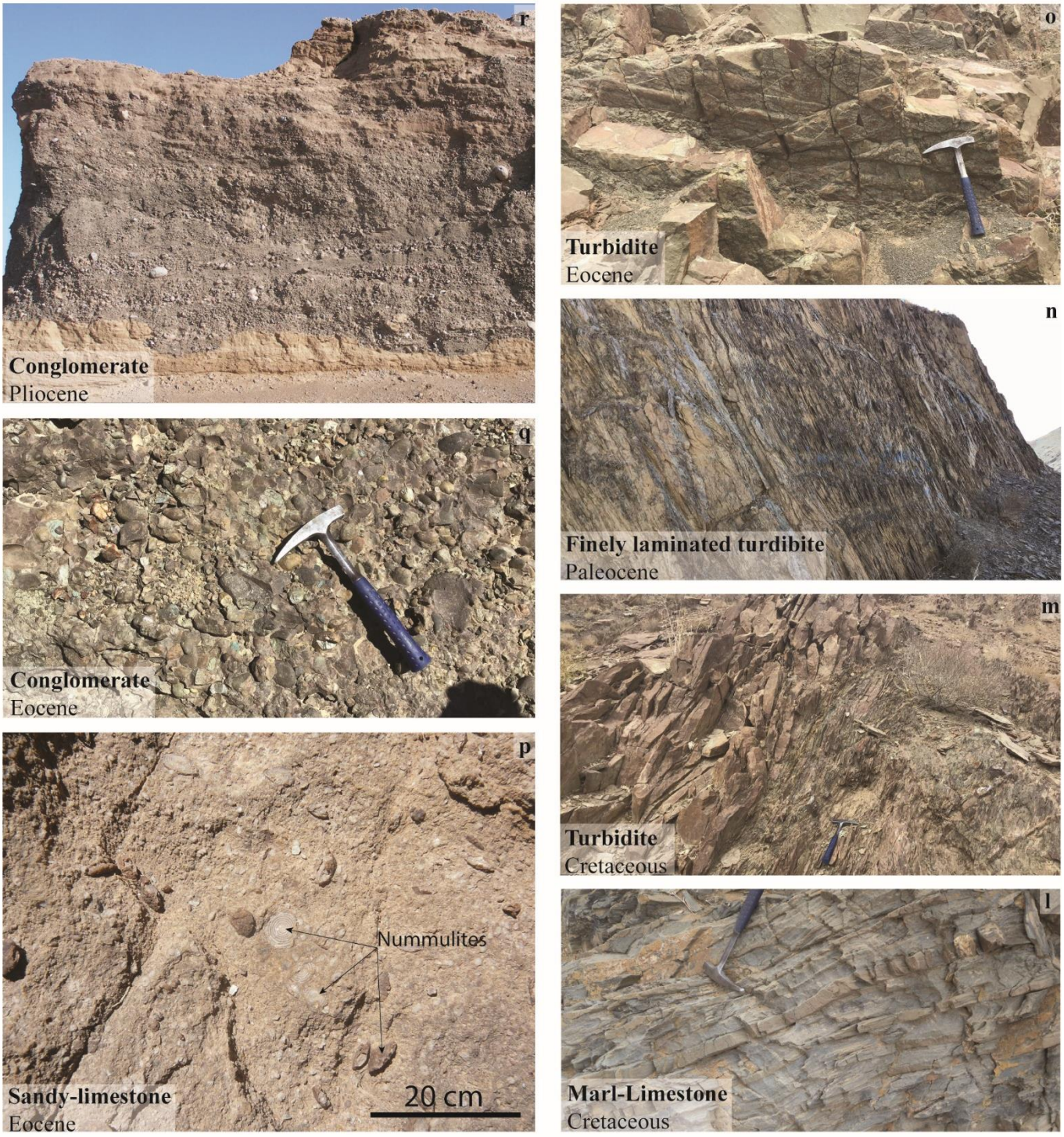


Figure 8.5-continued. Representative sedimentary rocks of the Neh complex. GPS coordonates are for l : 32°00’37’’N-59°24’25’’E ; m : 32°12’28’’N-59°34’14’’E ; n : 32°53’51’’N-59°43’30’’E ; o : 32°12’28’’N-59°34’15’’E ; p : 32°44’08’’N-59°19’42’’E ; q : 32°25’04’’N-59°21’10’’E ;and r : 32°52’32’’N-59°14’06’’E

Eocene sedimentation exhibits a marked increase of the clastic component. In the southern Neh complex, where Eocene deposits are best exposed (Fig. 8.2c), sediments are silici-clastic turbidite (aka flysch; Fig. 8.5o) interbedded with Nummulite bearing sandy limestone (Fig. 8.5p). In the North, the Eocene and Oligo-Miocene deposits are mainly composed by a shallower, massive conglomerate reworking all previous lithologies (Fig. 8.5q), including andesitic Eocene volcanics. Conglomerates are interbedded with a Nummulite-bearing sandy limestone. A major unconformity marks the limit between Eocene and Oligocene deposits (Tirrul et al., 1983). The latest sediments are Pliocene polygenic channelized continental conglomerate reworking all the previous lithologies (Fig. 8.5r).

2. Maximum temperatures experienced by Sistan sediments

In order to evaluate the amount of differential burial of the various sediments (and estimate either burial depths or heat fluxes), RSCM measurements were performed on samples collected from the Neh complex and from the northern limit of the Lut Block. Out of the 44 samples, about half of them had a too low or oxidized organic content. Results for the other half, out of which 13 from the Upper Cretaceous and 5 from the Paleocene Neh complex, are shown in Table 8. 1 and Figure 8. 6. None of the Eocene samples yielded results. Three samples come from the Jurassic siltstone of the Lut block. Figure 8. 4 is complemented by three variably metamorphosed Late Cretaceous flysch samples from the HP-LT Ratuk complex (sample 14-38 is not unmetamorphosed; Bonnet et al., 2018). Maximum temperatures (Tmax) can be divided in three groups (Fig. 8.6):

(1) Tmax obtained throughout the Neh complex, from the Paleocene sample 16-68 in the south to the Cretaceous sample 14-37 in the north, are close to the average 275°C ±50°C value. Tmax from Upper Cretaceous or Paleocene samples are undistinguishable. Only one sample (16-41) gives a higher value, which could be explained by its proximity with several intrusive dykes (which are known to affect Tmax estimates; e.g., Chen et al., 2017).

(2) Except for sample 17-20 with 326°C, samples from the S of the Neh complex (14-07; 14-23a, 15b-10 and 16-80) have a significantly higher Tmax at 515°C on average, close to those obtained in the Jurassic deposits of the Lut Block at 508°C in average. These results will be interpreted in the light of their structural position (see discussion below).

(3) In the north east, sample 14-38 has a Tmax compatible with the average 270°C in the Neh complex while samples 14-39a/b and 14-40 give Tmax 70°C higher.

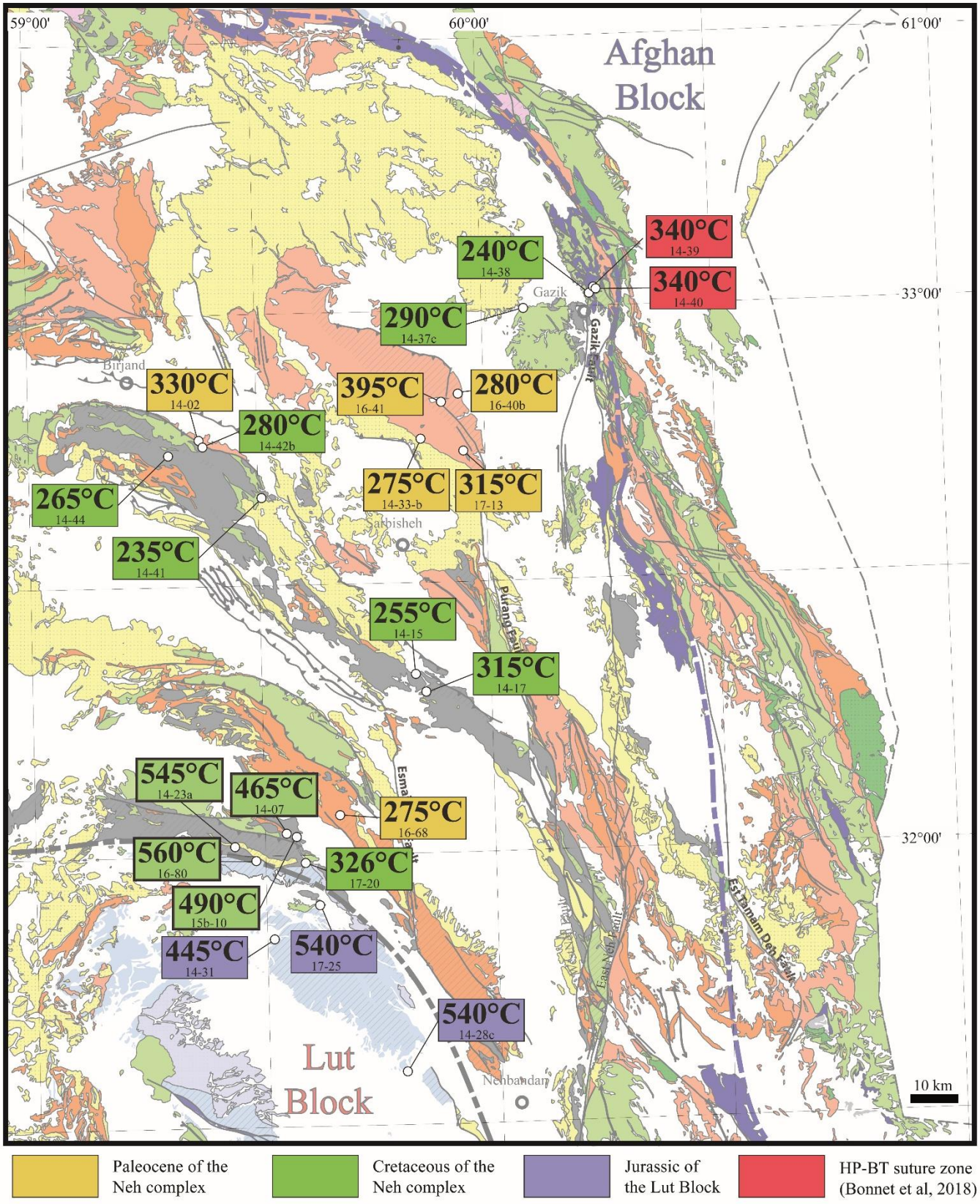


Figure 8.6. RSCM results with Tmax obtained localized on the structural map

Sample	Age	Tmax (°C)	n	R^2	σT (°C)	σT/√(n-1)	Method
14-07	Upper K	467	17	0.992	21	5.3	HT
14-15	Upper K	254	20	0.996	20	4.6	LT
14-17	Upper K	317	11	0.992	15.7	5.0	LT
14-23a	Upper K	545	15	0.983	29.6	7.9	HT
14-28c	Jurassique	538	11	0.991	22	7.0	HT
14-31	Jurassique	443	14	0.972	16.5	4.6	HT
14-33-b	Paleocene	273	16	0.995	10.5	2.7	LT
14-37c	Upper K	288	13	0.995	20	5.8	LT
14-41	Upper K	235	11	0.995	16.7	5.3	LT
14-42-a	Upper K	261	11	0.994	10.4	3.3	LT
14-42-b	Upper K	256	12	0.994	11.2	3.4	LT
14-44-a	Upper K	266	17	0.994	8.6	2.2	LT
14-44-b	Upper K	263	15	0.994	9.7	2.6	LT
15b-10	Upper K	488	12	0.992	3.4	1.0	HT
16-40-b	Paleocene	280	13	0.989	3.3	1.0	LT
16-41	Paleocene	395	13	0.991	3.3	1.0	HT
16-68	Paleocene	275	14	0.992	3.3	0.9	LT
16-80	Upper K	558	13	0.984	5.8	1.7	HT
17-13	Paleocene	313	16	0.993	3.3	0.9	LT
17-20	Upper K	326	13	0.994	4.3	1.2	LT
17-25	Jurassique	537	16	0.996	4.7	1.2	HT

Table 8.1. Synthesis of RSCM temperatures. n is the number of good spectra for each sample, σT isthe standard deviation of the temperature, $\sigma T/\sqrt{(n-1)}$ is a statistical test to probe the quality of the temperature calculation, it is good if >8, LT refers to the low temperature calibration, HT to the high-temperature one.

8.2.6. Ophiolitic rocks from the Neh complex

The structures and lithologies of the ophiolitic part of the Neh complex were studied to the south of Birjand and northwest of Nehbandan. Figure 8.s 4 and 7-8 show some of the main ophiolite exposures, with special emphasis on the ophiolitic ridge south of Birjand.

3. Overall structure and internal organization of the ophiolitic ridge near Birjand

The 1:100 000 map of the Birjand ophiolitic ridge (essentially produced using airplane photographs; Eftekhar Nezhad et al., 1987) features at least three types of colored mélange and profuse vertical contacts between peridotites, serpentinites, basalts and gabbros. Based on extensive observations (Fig. 8.4a; and complementary satellite images), we have reappraised the structural organization of the eastern sector of the Birjand ophiolitic ridge, identifying three main units thrust on top of each other (Fig. 8.7):

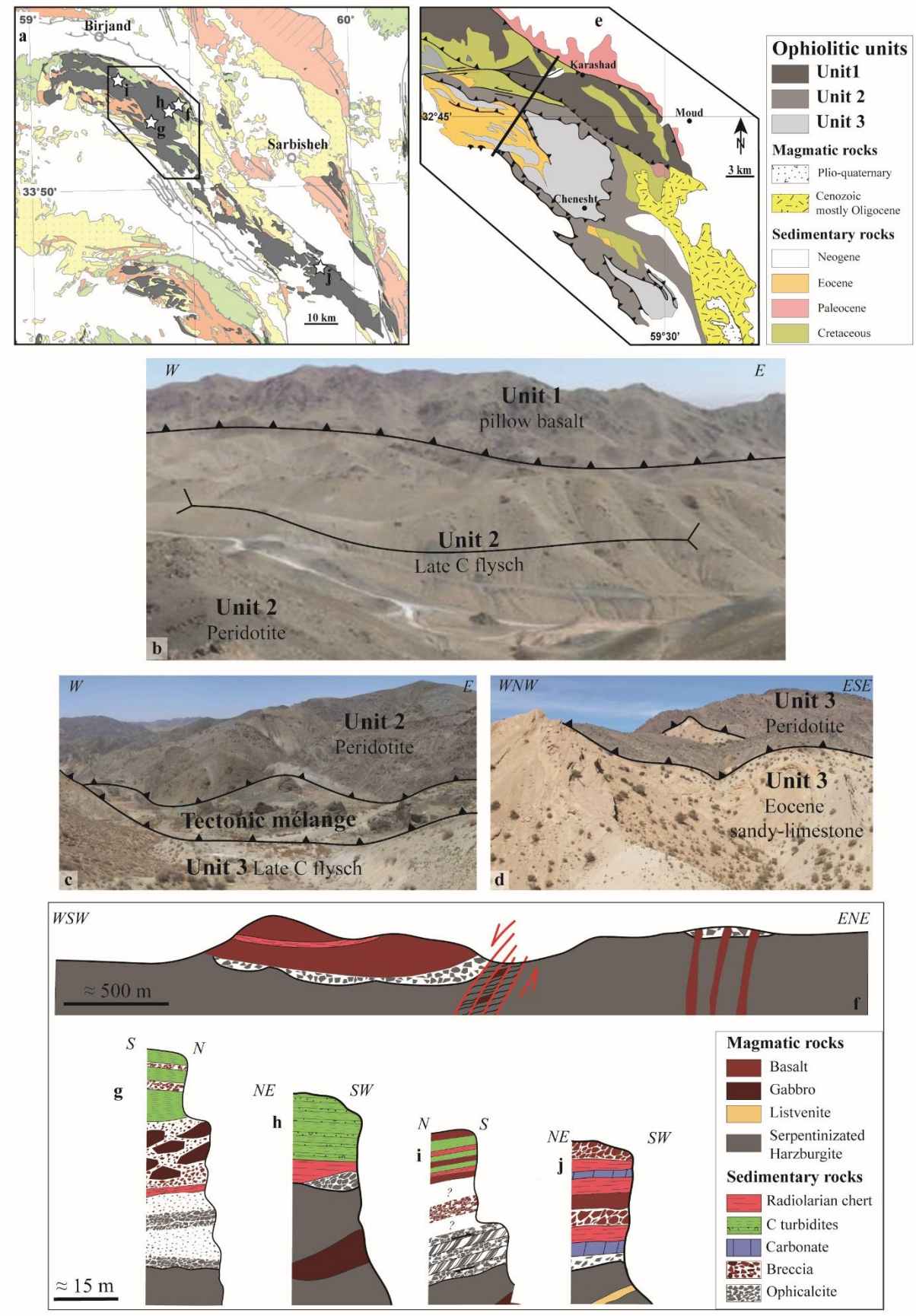


Figure 8.7. Overall structure of Birjand ophiolitic ridge. **a)** Location of Birjand ridge ophiolite and our anchor points ; **b-d)** Representative tectonic contact ; **e)** Structural map of Birjand ophiolite ridge ; **f-j)** Lithologies of representative outcrops (located on a).

(1) The northernmost Unit 1 is characterized, from bottom to top, by peridotites, an almost continuous level of pillow-lavas or brecciated basalts, rare radiolarites and Cretaceous turbidites. Thrusting of Unit 1 over Unit 2 is marked by a crushed zone with various dismembered material (Fig. 8.7b). Some exposures show evidence for the existence of fossil oceanic detachment faults. In the outcrop shown in fgure 8a (interpreted in Fig. 8.7f), a hm- to km-scale fault zone, outlined by striated peridotite and foliated amphibolite facies gabbro, separates serpentinized peridotite, overlain by a breccia containing clasts of dismembered pillows within a carbonate matrix and pillow-basalts above, from serpentinized peridotite sparsely overlain by ophicalcite.

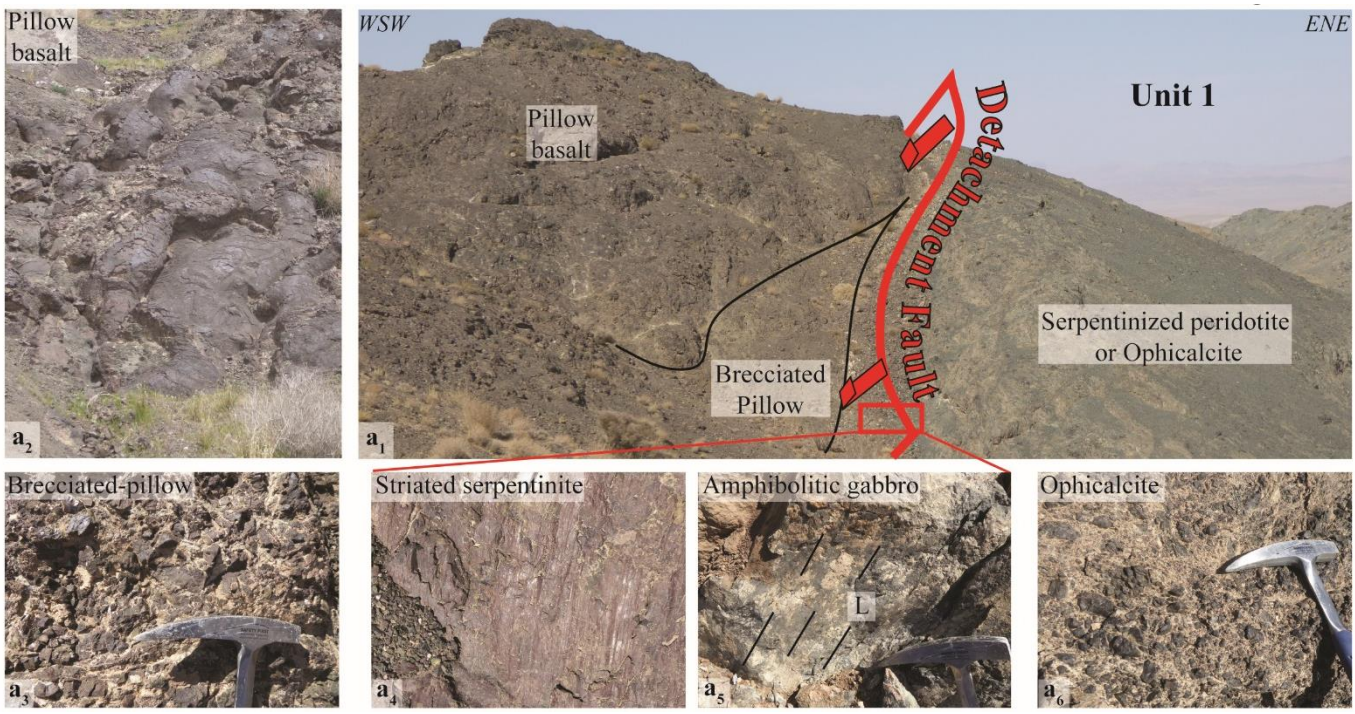


Figure 8.8. Representative lithologies of each Birjand ophiolite unit. **a)** Unit 1

(2) Unit 2 (Fig. 8.7c) is characterized by massively serpentinized and in places brecciated peridotite (Fig 8b) with dunitic channels. This mantle section is cross-cut by scarce rodingites and plagiogranites and locally intruded by gabbroic pods, which is uncommon in Unit 1. Contrary to Unit 1, pillow lavas are rare and do not constitute a continuous horizon. At the base of Unit 2, the contact onto Unit 3 is outlined by a tectonic mélange (Fig. 8.7c).

(3) Unit 3 mostly crops out as a tectonic window below Unit 2 (Fig. 8.7d). Unit 3 is characterized by serpentinized peridotite intruded by large masses of gabbros and dolerites and overlayed by ophicalcite and breccaited materail (Fig. 8.8c). Pillow-lavas are rare and discontinuous, as for Unit 2. Radiolarian cherts and Cretaceous turbidites are present in a few places. The Eocene Nummulitic sandy limestone was deposited unconformably either on the

Cretaceous turbidite or directly on the peridotite. This Eocene deposit is affected by large-scale asymmetric drag folds and overthrust in places by peridotites of Unit 2 or Unit 3 (Fig. 8.7d). This basal unit exhibits metasedimentary rocks (see below).

Each of these units shows kilometre scale continuity, at odds with the characteristics of a chaotic mélange (Fig. 8.7e). The stack of units was affected by later tectonics, as shown by the thrusting of peridotite over Neogene conglomeratic deposits south of the Birjand ridge, or by sinistral strike-slip faults cutting through the ridge. The core of the Birjand ridge was intruded by Oligo-Miocene then Plio-Quaternary magmatism.

4. Petrology and mineralogy

A brief overview of the petrology and mineralogy of the three main lithologies observed in the ophiolite is given here (Table 8. 2). Peridotites, mildly to completely serpentinized (Figs. 8.9a-b), dominantly correspond to harzburgite with olivine, orthopyroxene, rare clinopyroxene, titanite, Fe-Ti oxide and occasional amphibole (Delavari et al., 2009; Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012a). Gabbroic intrusions mostly comprise clinopyroxene and plagioclase, commonly altered to prehnite. A foliation marked by amphiboles is visible in some samples (Figs. 8.9c-d).

Basalts are exposed as discontinuous layers, hundred meters thick at most. They are made of phenocrysts of clinopyroxene, plagioclase and Fe-Ti oxide in an aphanitic matrix (Figs. 8.9e-f). Some have secondary phases such as epidote and/or pumpellite and occasional calcite veins. Basaltic fragments are also found directly above serpentinized peridotite, as cm- to m-cale clasts in sedimentary breccia/ olistostrome or ophicarbonates.

Microprobe analyses were performed in serpentinized peridotite and gabbro (Table 8. 3). In gabbros, clinopyroxene compositions are close to augite, while amphibole compositions range from actinolite to tschermakite but are mainly Mg-hornblende; plagioclase is >88 mol% albite. Serpentinized peridotites contain enstatite, amphibole (mostly tremolite or edenite, but wiht some Mg-hornblende) and olivine close to the forsterite endmember. Semiquantitative amphibole geothermobarometry (Ernst et Liu, 1998) gave results between 625°C and 775°C and between 0.3 GPa and 0.7 GPa for the amphibolitized gabbroic sample 16-01c (equivalent to 15b-18 in Fig. 8.6a8).

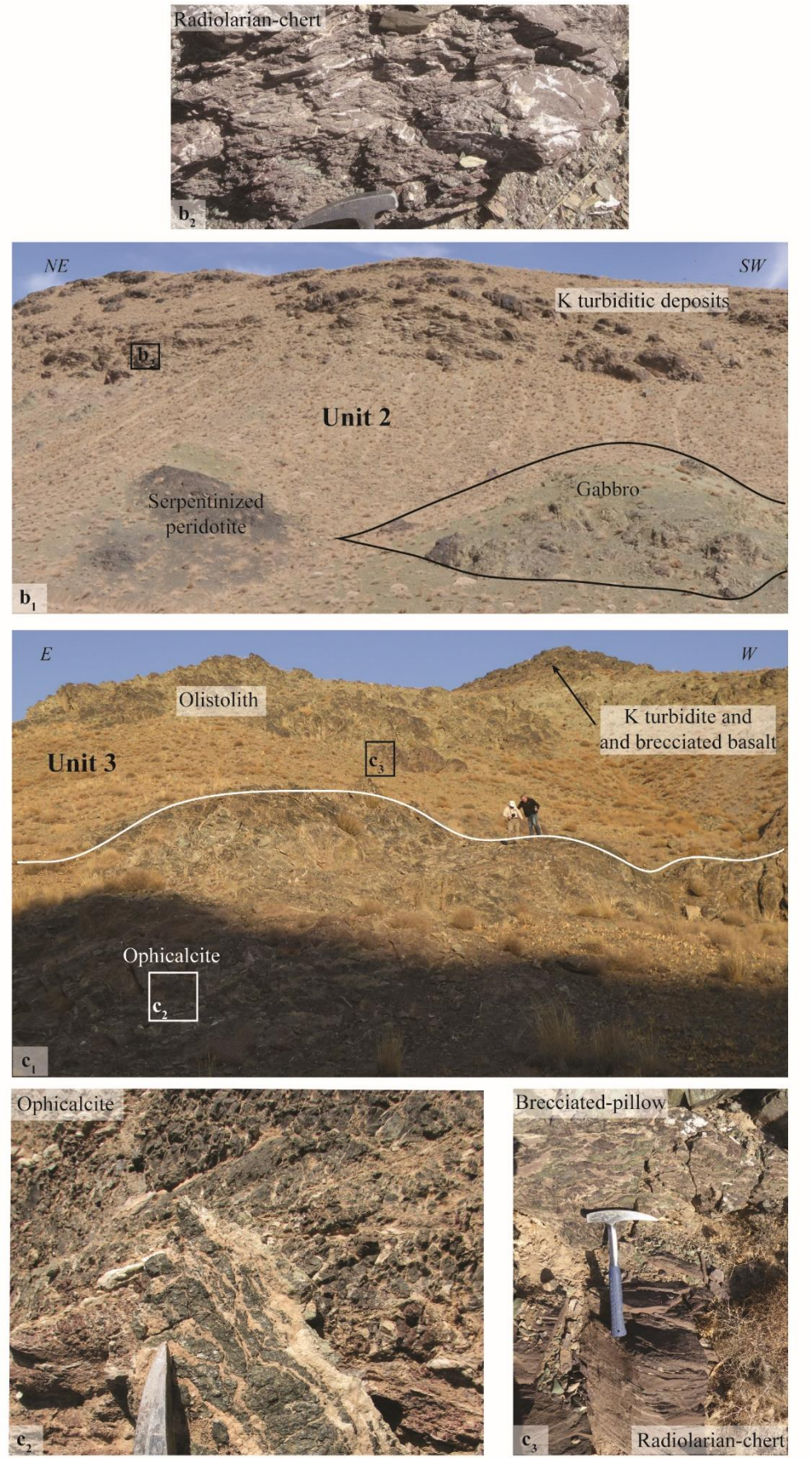


Figure 8.8-continued. Representative lithologies of each Birjand ophiolite unit. **b)** Unit 2 ; **c)** Unit 3.

Samples				Mineralogy												
N°	Name	Latitude	Longitude	Ol	Srp	Cpx	Opx	Pl	Amp	Ep	Ttn	Chl	Prh	Opq	Pmp	Cal
14-21	Serpentinite	32°17'31.4''	59°51'46.3		+++++									+		
14-24	Serpentinite	32°03'13.6''	59°24'42.6''	+++	+	+	++		+++++		+			+		
17-01	Gabbro Amph	32°30'04.8"	60°21'04.3"			++		+	+++	+			+			
15b-18	Gabbro Amph	32°40'43.7"	59°30'09.0"			++		(+)	++++				++		+	
16-01b	Gabbro Amph	32°40'43.7"	59°30'09.0"					+++	+++							
16-01c	Gabbro Amph	32°40'43.7"	59°30'09.0"			+		++	+++	+	+					
14-13	Gabbro	32°00'04.7''	59°31'01.8''			+++		+		+	++					
15-33a	Dolérite	32°40'43.2"	59°30'09.0"			+++		+	+	+	+		+			
15-33b	Dolérite	32°40'43.2"	59°30'09.0"			+		++	++		+	+				
15-33c	Dolérite	32°40'43.2"	59°30'09.0"					++	++			+				
14b-03	Basalt	32°47'27.0''	59°07'18.8''					++						+	+	+
14b-04	Basalt	32°47'24.5''	59°07'43.4''			+		++		+				+	+	+
15-39	Basalt	32°49'38.4"	59°08'08.5"			+++		+		+				+		

Table 8.2. Petrology and mineralogy of the main lithologies observed in the Neh complexe ophiolite

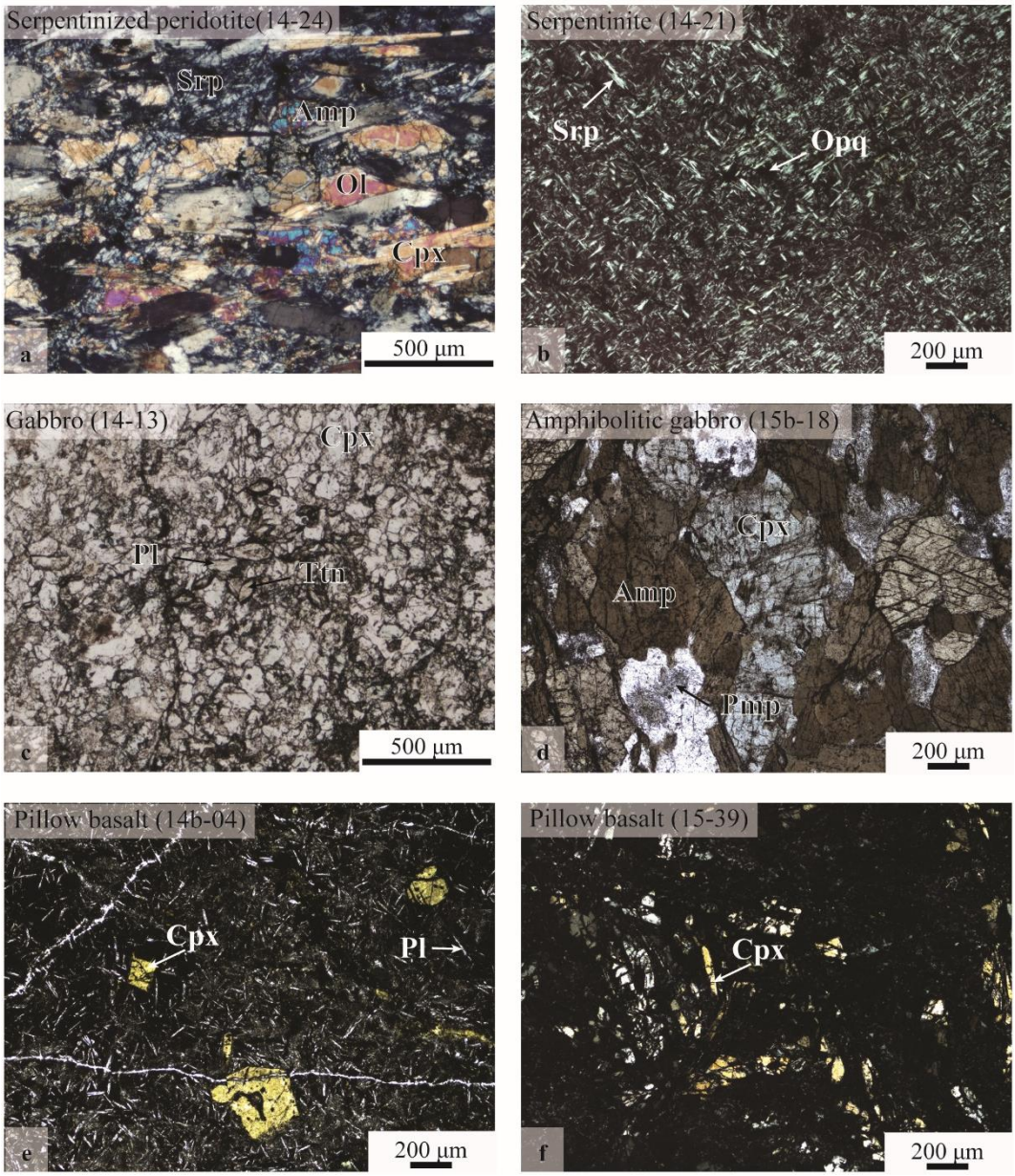


Figure 8.9. Representative thin section photomicrographs of the ophiolite lithologies. Abbreviations are from Whitney and Evans (2010).

Lithology	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Serpentinite	Serpentinite	Serpentinite
Sample	16-01c	16-01c	16-01c	14-24	14-24	14-24
Mineral group	Feldspar	Pyroxene	Amphibole	Olivine	Serpentine	Amphibole
Mineral	Albite	Augite	hornblende	Forsterite		Edenite
SiO_2	67.33	48.53	46.06	41.05	43.87	46.78
TiO_2	0.01	1.06	1.14	0.02		0.29
Al_2O_3	20.67	9.49	10.56	0.01	0.27	11.67
Cr_2O_3	0.01	0.09	0.06	0.00		1.24
FeOT	0.49	13.11	12.65	9.76	4.45	3.33
MnO	0.14	0.19	0.33	0.14	0.02	
MgO	0.36	13.39	13.02	49.02	37.98	19.43
CaO	0.53	11.79	11.31	0.01	0.03	12.07
Na_2O	10.72	1.83	2.15	0.01	0.00	2.83
K_2O	0.96	0.18	0.19		0.00	0.14
Totals	101.21	99.65	97.46	100.02	86.62	97.78
# (O,OH)	8	6	23	4	7	23
Si	2.93	1.81	6.68	1.00	2.10	6.55
Ti	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.03
Al	1.06	0.42	1.80	0.00	0.02	1.93
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.14
Fe^{3+}	0.00	0.07	0.44	0.00	0.00	0.19
Fe^{2+}	0.00	0.34	1.10	0.20	0.18	0.20
Mn	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.74	2.81	1.79	2.71	4.05
Ca	0.02	0.47	1.76	0.00	0.00	1.81
Na	0.90	0.13	0.60	0.00	0.00	0.77
K	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03
Totals	4.97	3.98	15.39	2.99	5.00	15.69

Table 8.3. Representative microprobe analysis of the opholitic minerals.

8.2.7. Sections across the northern branch of the Sistan orogen

Structural observations are summarized on nine sections across the Sistan belt, presented from north to south (Fig. 8.11; location on Fig. 8.2c). Representative exposures are shown in Figure 8. 11.

5. Gomenj transect

This northern cross-section comprises four main domains (Fig. 8.11a). In its western part, a thick series of Quaternary and Neogene conglomerates is deformed and overthrust by

Upper Cretaceous flysch and unmetamorphosed ophiolitic rocks. The area is pervasively intruded by Eocene to Miocene magmatism.

Further east, a hm-thick crushed zone with amphibolitized blocks in a serpentinite matrix (and abundant listvenite) likely corresponds to the HP-LT zone observed in Gazik (section below) or Sulabest (Angiboust et al., 2013). Sefidabeh basin sediments are thrust over the crushed zone.

These sediments consist of Upper Cretaceous (Senonian) flysch interbedded and/or intruded by arc magmatic rocks unconformably overlain by the Paleocene reef limestone and turbidite (equivalent to the one in Figs. 8.10a,c), and finally by the Eocene "red bed". At this latitude the Sefidabeh basin is extremely narrow, allowing to study the basement of the Afghan Block in the eastern part of the section. This basement comprises of Paleozoic granodiorite and amphibolites and a sedimentary cover made of Early Cretaceous series (i.e., oosparitic sandstone overlain by Orbitolina limestone). Basement rocks are thrusted over the Sefidabeh basin in its western part, while large-scale folds are observed in the sedimentary cover in the eastern part. The thrust contact between the basement and the cover corresponds to a reactivated normal fault. On this transect, the western limit of the Afghan block (Tirrul et al., 1983) does not always coincide with the westernmost outcrop of Orbitolina limestone.

6. Gazik transect

This section reveals four main parts (Fig. 8.11b; for more local sections on this transect: Bonnet et al. 2018; Jentzer et al., 2020), from west to east:

(1) An ultramafic unit made of serpentinite with rare radiolarites or basalts and locally m- to hm-large gabbroic intrusions. It is overlain by folded Cretaceous turbidite (intruded by Oligo-Miocene dykes). This unit is in apparent continuity with the (mostly) unmetamorphosed Neh complex.

(2) Slices of serpentinized peridotite, with a few gabbroic pods, locally overlain by pillow lavas and/or radiolarite. In the eastern part, thick Maastrichtian turbidites are folded into a broad syncline and intruded by massive Oligo-Miocene quartz-diorites. The basal peridotite hosts Senonian adakitic dykes and sills.

(3) The HP-LT zone, more extensive than on the Gomenj section, which comprises three mains units separated by tectonic contacts (Fig. 8.10d): (a) a serpentinite-matrix mélange made of a fine-grained (to locally massive) matrix surrounding metamorphic blocks of pillow-lavas or metatuffs. This mélange can be sub-divided based on the peak metamorphic assemblage of the blocks: the basal portion reached eclogitic facies while the top portion only reached

blueschist facies (Bonnet et al., 2018); (b) a mélange with a tuffaceous matrix, containing blocks of marl, radiolarite, serpentinite, sandstone or basalts, metamorphosed in the greenschist facies at most; (c) Maastrichtian turbiditic sediments, with a monogenic basal conglomerate reworking pieces of serpentinite.

(4) The Sefidabeh basin, with the same characteristics as in Gomenj.

The suture zone separates the HP-LT zone from the Afghan block, here marked by the Orbitolina limestone. It is represented by a steep contact, which must have accommodated the exhumation of the HP-LT units. The boundary between the HP-LT zone and the Sefidabeh basin was reworked into a major reverse and right lateral strike-slip fault (Fig. 8.11b). Steep faults and local back-thrusting hints to the presence at depth of a flower structure along the contact. Upper Cretaceous volcanocalstics found along this transect could correspond to material reworked from the former Senonian magmatic arc (Jentzer et al., 2020).

7. Razeh transect

The Razeh cross-section outlines the southward widening of the Sefidabeh basin (Fig. 8.11c). In its western part, Quaternary conglomerates unconformably overlie coarse Maastrichtian sediments deposited on top of the HP-LT units and are actively deformed below the overthrusting Sefidabeh basin (close to Fig. 8.10a). To the east, the Sefidabeh basin consists of Upper Cretaceous (Senonian) flysch interbedded with a ten-meter thick reef preserving large rudists. It is interbedded and/or intruded by a significant amount of arc magmatic rocks. The younger Paleocene reef appears slightly unconformable and shows large thickness variations, from ~0 to >600 m (sames as Figs. 8.10a,c). Above it, the Paleocene turbidite with Nummulite-rich paleo-channels is preserved in the core of a broad syncline. Eocene red beds, observed in the easternmost part only, lie unconformably on locally very thin Paleocene series. The absence of Paleocene turbidite hints to erosion prior to deposition of Eocene sediments. Eocene to Miocene magmatic rocks intrusions are present.

8. Sulabest transect

A major dextral strike-slip fault (the East Neh fault) marks the eastern limit of the Neh complex. Three main units of the Ratuk complex proposed by Angiboust et al. (2013) were recognized by (close to Fig. 8.10d), from bottom to top: (1) the Eclogitic Unit, at the base, cropping-out into a tectonic window, corresponds to a mélange with a serpentinized matrix surrounding rare blocks of metaradiolarite and more abundant eclogitic metabasic blocks retrogressed into amphibolite facies; (2) the Upper Unit, which is a mélange with a tuffaceous

matrix hosting blocks metamorphosed in the blueschist facies; (3) the Western Unit, made of serpentinized peridotite, pockets of gabbro, pillow basalts and radiolarites, which lacks HP-LT metamorphic relics. The Western Unit is in apparent contintuity with the unmetamorphosed ophiolitic units found to the west of the HP-LT zone in the previous cross-sections. Since this unit also exhibits Senonian arc magmatism (Jentzer et al., 2020), we consider that it represents the westernmost domain of the Afghan Block, either a stretched ocean continent transitional domain or an accreted forearc domain.

To the east, the HP-LT units are covered by folded Maastrichtian polygenic conglomerates grading upwards into a turbiditic sequence. Plio-Quaternary polygenic conglomerates overlie all previous lithologies and are deformed below the thrust contact with the Sefidabeh basin (locally underlined by abundant listvenite). The western part of the Sefidabeh basin is characterized by Upper Cretaceous (Senonian) turbidite and associated arc magmatism rocks covered by the Paleocene reef. Its overall structure is comparable to that presented on the Razeh cross-section (Fig. 8.11c). All units are intruded by Eocene to Miocene magmatism, located in the vicinity of major tectonic contacts and recently deformed. Neogene (Pliocene to Quaternary) alkali-basalts with basaltic columns are present close to the East Neh fault (Fig. 8.10e).

9. Doroh transect

The Doroh cross-section corresponds to our southernmost transect along the contact between the HP-LT zone and the Afghan Block (Fig. 8.11e). Its western part exhibits the same lithologies and structural organization as in the previously described HP-LT zone (e.g., Fig. 8.10d), with an Eclogitic Unit covered by Maastrichtian deposits and Plio-Quaternary folded polygenic conglomerates. The Sefidabeh basin is thrusted over the HP-LT units. It comprises Senonian turbidites with abundant calc-alkaline magmatic intrusions, lavas and volcano-sedimentary rocks. The lowermost series is a polygenic Upper Cretaceous coarse conglomerate (Fig. 8.10b). The Paleocene reef outlines west-vergent asymmetric folds (as in Figs. 8.10a,c).

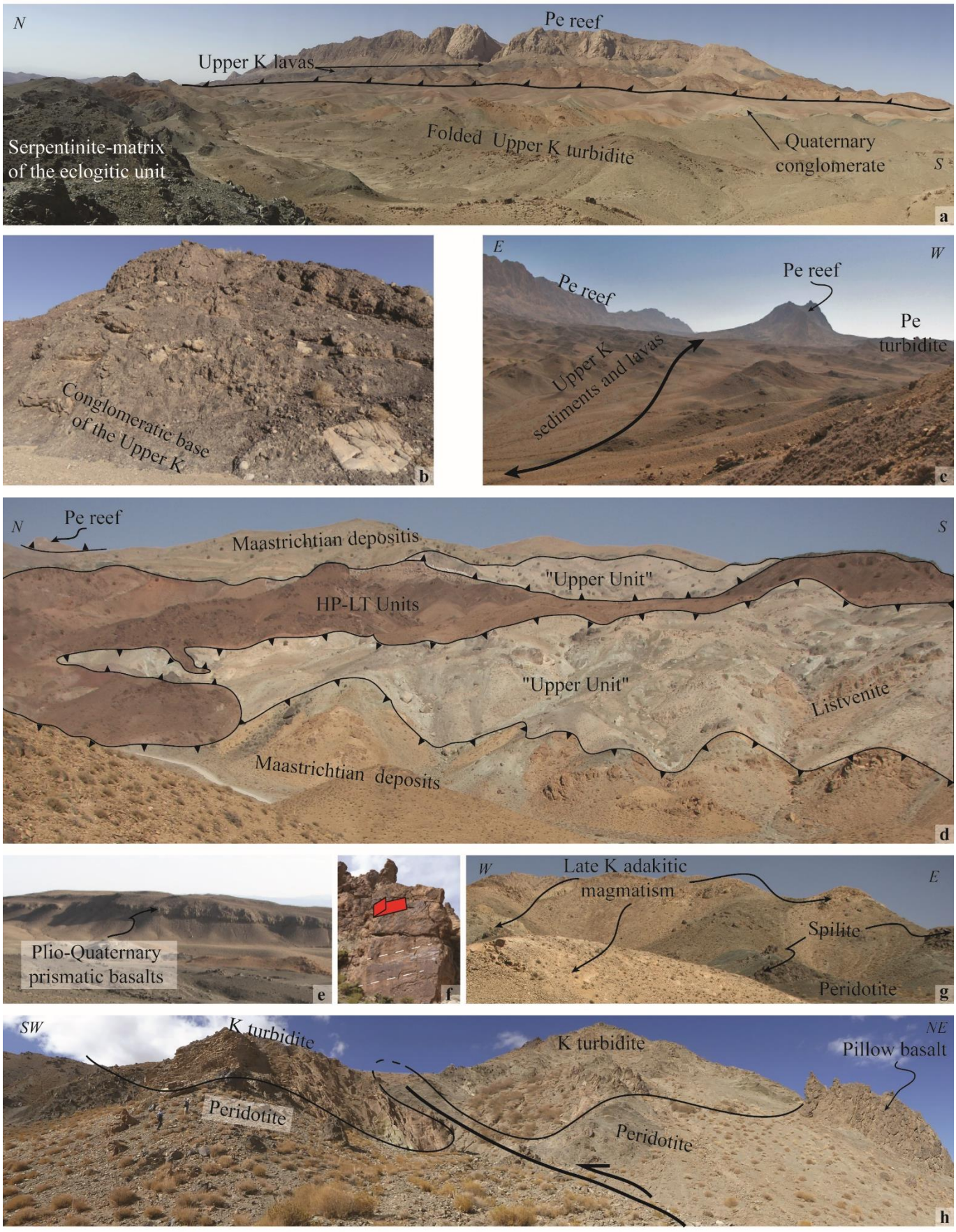


Figure 8.10. Representative outcrops and landscapes of the Sistan.

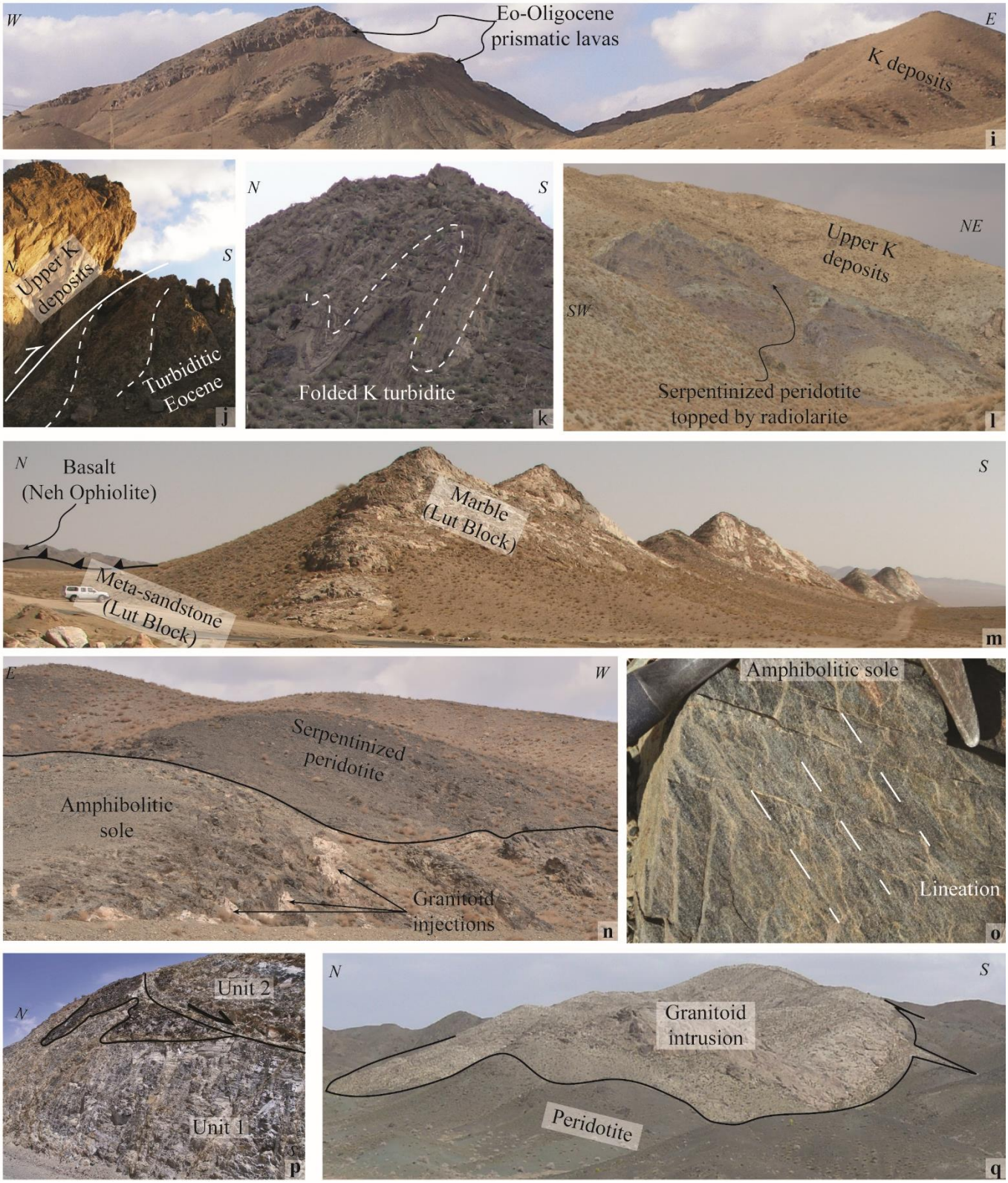


Figure 8.10-continued. Representative outcrops and landscapes of the Sistan

10. Forg transect

Forg cross-section (Fig. 8.11f) is located to the southwest and almost continuous with the Gazik cross-section but the part in between is not exposed. In the northeast, the Forg cross-section exhibits Cretaceous phyllites unconformably overlain by an intensely deformed distal, thinly bedded Paleocene sequence showing southwest-vergent asymmetric folds and a pervasive sub-vertical schistosity. This transect is cut by the major Purang dextral strike-slip fault and smaller conjugate sinistral and reverse faults outlining the existence of a flower structure. Thrusts locally expose an ophiolitic unit, made of serpentinized peridotite and discontinuous horizons of pillow-lavas, below the Cretaceous sediments (Figs. 8.10g,h). In the middle of the section, Paleocene deposits are directly found on top ot the ophiolitic basement. They are thrusted over abundant Oligocene to Miocene lavas in the southern part. Some Plio-Quatenary alkali-basalts are also present.

11. Birjand transect

Birjand cross-section (Fig. 8.9g) shows three main units stacked on top of one another and was detailed before, when addressing the overall structure of the Birjand ophiolite (see section 6; Fig. 8.7). Peridotites of Unit 3 are thrust onto the Eocene sandy-limestone. Unit 2 is thrust over Neogene conglomerates, testifying to the existence of recent deformation. This transect is affected by large-scale sinistral strike-slip faults.

12. Ramengan transect

Ramengan cross-section (Fig. 8.11h) is separated from the Forg cross-section by an extensive synclinorium of Neogene deposits (Fig. 8.4). In its southern part, the synclinorium is cored by Eocene deposits showing two main lithologies, i.e. a turbiditic sequence and shaly sediments. The shale deposits exhibit two orthogonal foliation planes. The Eocene lies unconformably above Upper Cretaceous deposits or, locally, Paleocene sediments. Eo-Oligocene magmatism is largely exposed (Fig. 8.10i). The Cretaceous deposits are pervasively deformed, show southwest-vergent folds and are thrusted over the northern flank of this synclinorium (Figs. 8.10j, k). Serpentinite associated with basalts and/or radiolarites in the cores of small thrust-related anticlines attests to the presence of an ophiolitic basement (Fig. 8.10l). Paleocene sediments only crop out in the northern part of this cross-section.

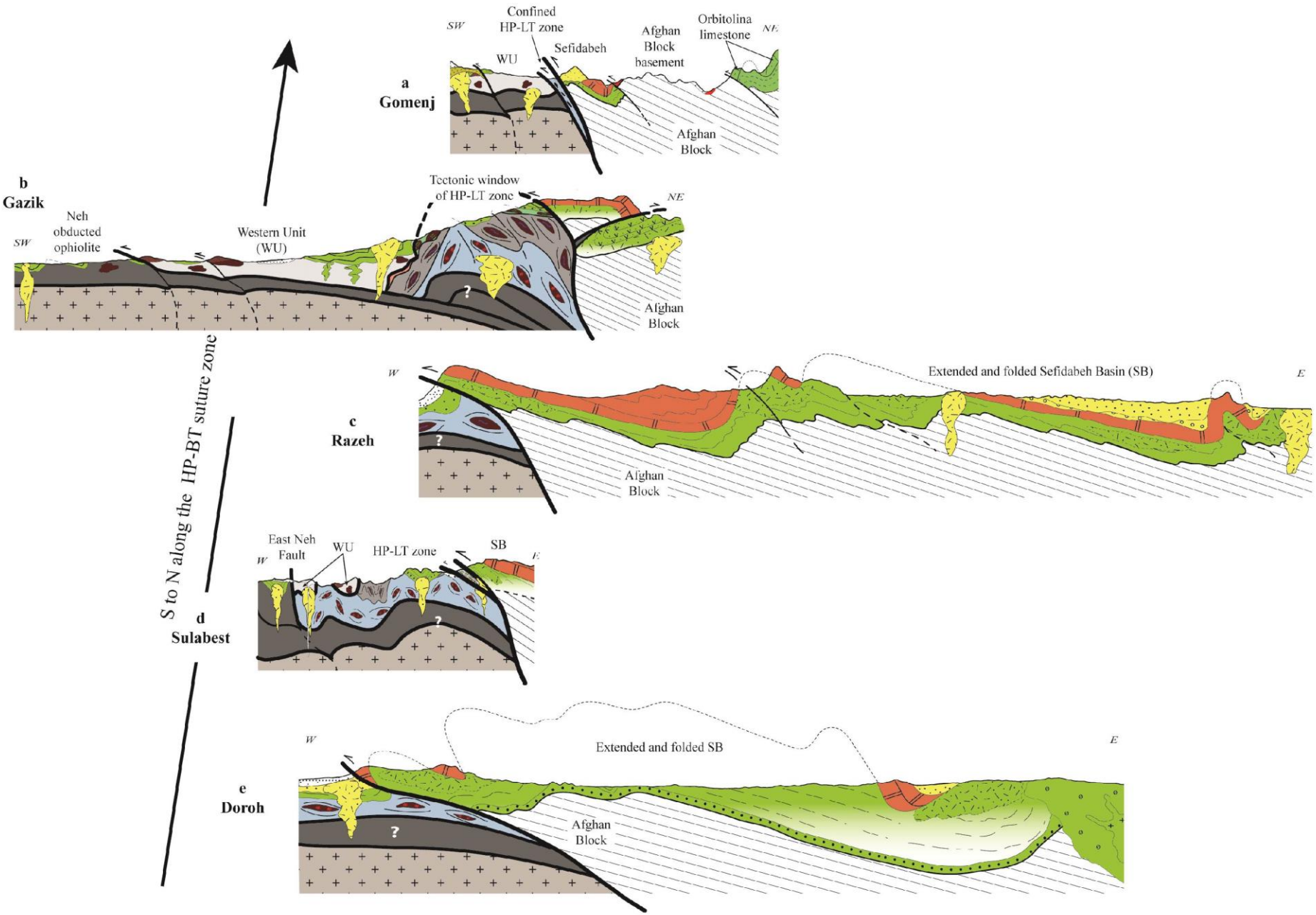
13. Barak transect

This transect (Fig. 8.11i) exposes andalusite-bearing Jurassic metasandstones from the Lut Block (Fig. 8.10m) and some marbles, both tilted to the north. The southern limit of the Neh complex is marked by a hm-thick basalt succession. The contact between the Lut metasediments and the Neh basalt is not well exposed and consists of basalts thrust onto metasediments. The northern part of the Neh complex forms an antiformal stack with three main units: (1) a basal unit composed by serpentinite intruded by gabbro and topped by pervasively deformed Cretaceous sediments showing the highest Tmax determined by RSCM (between 460°C and 560°C); (2) a second unit showing amphibolite facies metatuffs and metabasalts capped by peridotites (Fig. 8.10n-p); (3) on top, a third unit, mostly visible on the southern flank of the antiform, is composed by strained amphibolites found immediately below peridotites. Ultramafics are covered by Cretaceous sediments interlayered with basaltic lavas.

The core of this structure is intruded by a granitoid stock (Fig. 8.3q) affected by a slight schistosity and locally lineated. It is dated from the base of the Eocene by Ar-Ar on biotite (see below). A petrologically different muscovite-tourmaline-bearing granitic intrusion cuts across the contact between the Neh complex and the Lut Block. It could belong the abundant Eo-Oligocene magmatism observed in the area (Figs. 8.2a, 4).

8.2.8. Metamorphic evolutions in the western part of the Sistan orogen

This section focuses on two sets of metamorphic rocks found structurally below the Neh ophiolite (Table 8. 2; Fig. 8.10; see Fig. 8.2 for location): (1) those immediately underlying peridotites, as do metamorphic soles (Wakabayashi and Dilek, 2000): amphibolite facies metatuffs and metabasalts; lawsonite-bearing greenschist to blueschist facies metaradiolarites; (2) metamorphic rocks present in the northern part of the Lut Block only: amphibolite to granulite facies gneisses and metasediments (Deh-Salm area); pelitic metasediments showing contact metamorphism. Blueschists and eclogites from the HP-LT zone were extensively studied already and are not detailed here (Fotoohi Rad et al., 2005, 2009; Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013; Kurzawa et al., 2017; Bonnet et al., 2018). Ocean-floor metamorphism subsequent to ophiolite genesis (marked by amphibolitized gabbros, serpentinites) was briefly presented in section 6.


a
Gomenj
SW
Confined
HP-LT zone
WU
Sefidabeh
Afghan
Block
basement
Orbitolina
limestone
NE
Afghan
Block
b
Gazik
Neh
obducted
ophiolite
SW
Western Unit
(WU)
Tectonic window
of HP-LT zone
NE
?
Afghan
Block
S to N along the HP-BT suture zone
c
Razeh
W
Extended and folded Sefidabeh Basin (SB)
E
?
Afghan
Block
d
Sulabest
East Neh
Fault
WU
HP-LT zone
SB
W
E
?
e
Doroh
W
Extended and folded SB
E
?
Afghan
Block

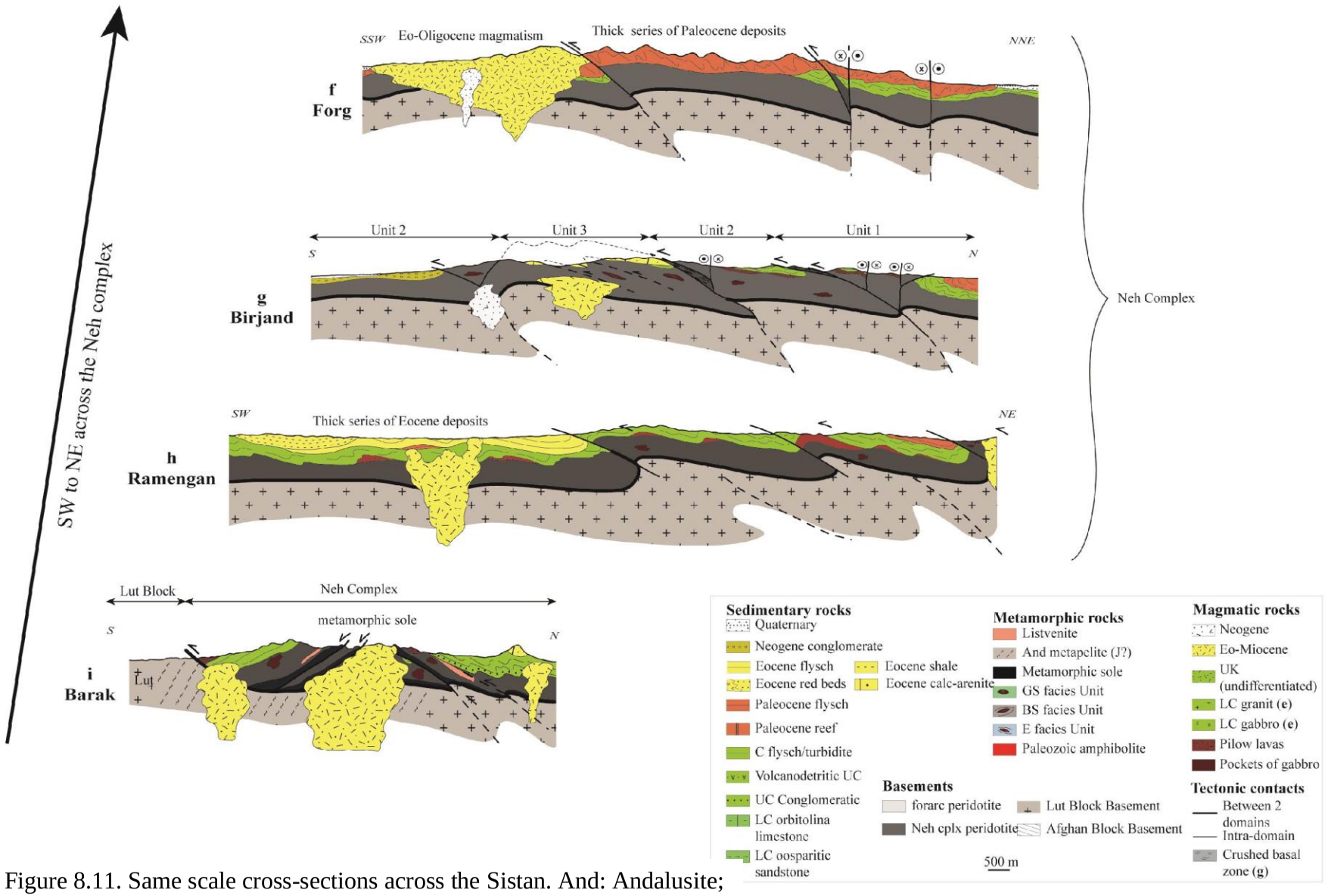


Figure 8.11. Same scale cross-sections across the Sistan. And: Andalusite; BS: Blueschist facies; E: Eclogitic facies; GS: Greenschist facies; J: Jurassic; C: Cretaceous; LC: Lower Cretaceous; UC: Upper Cretaceous; SB: Sefidabeh basin; WU: Western Unit

1. Petrography

— Birjand metasediments

Metamorphosed sediments were found within a tectonic slice between Units 2 and 3 in the core of the Birjand ridge (Figs. 8.4, 7, 11g). Two main lithologies were observed (Table 8. 4):

(1) Hm-scale boudins of metaradiolarites (Fig. 8.12a1) composed of quartz and blue amphibole associated with garnet, phengite, plagioclase, epidote, ilmenite, rare pyroxene and retrograde chlorite. The schistosity is marked by the alignment of amphibole and phengite. The same rock types was found as cm- to m-scale blocks in Eocene conglomerates (Mahmudali, Fig. 8.4; sample 15b-19).

(2) Clastic material within a carbonate matrix (Fig. 8.12a2-4): (i) ophicalcite with serpentine, magnetite, calcite, birefringent garnet and lawsonite; (ii) a basalt-rich breccia with amphibole, titanite, calcite and lawsonite; (iii) a gabbro-rich breccia with calcite and lawsonite in the matrix and plagioclase, clinopyroxene and lawsonite in the gabbroic clasts. Lawsonite appears in equilibrium within both the clasts and the carbonate matrix, implying that the brecciation occurred prior to the metamorphic event.

Birjand metasediment				Qz	Pl	Amp	Grt	Ph	Chl	Ep	Opq	Cal	Lws	Cpx	Srp	Ttn	Pmp
14-04a	Chert	32°43'42''	59°19'03.6''	++++++	+++	Rbk ++			+	+	ilm +						
14-04b	Chert	32°43'42''	59°19'03.6''	++++++	+++	Rbk ++		+	+	+	+						
14-05	Chert	32°43'07.8''	59°19'42.4''	++++++	+++	Rbk ++	+	+	+	+	ilm +						
14b-14	Chert	32°43'08.2''	59°19'42.2''	++++++	+++	Rbk ++	+	+	+		ilm +						
15b-19	Chert	32° 0'15.50''	59°34'41.40''	++++++	+++	Rbk ++		+	++		ilm +			Omp ++			
15-36	Gabbro-breccia	32°41'39.8''	59°21'11.9''		+++	+++			+	+	+		++	Aeg ++		+	+
16-24	Gabbro-breccia	32°41'08.5''	59°21'26.8''		+++								++	+++			
16-26	Spilitic-breccia	32°41'08.5''	59°21'26.8''			+						+++	++			+	+
16-21b	Ophicalcite	32°41'08.3''	59°21'24.3''				+				Mag +	++	+		Liz ++		

Table 8.4. Petrology and mineralogy of the two main lithologies observed in the Birjand metasediments

— Amphibolite facies soles

Amphibolites and associated metasediments were collected in 10-20 m-thick horizons below serpentinized peridotite in two distinct areas (Figs. 8.4, 10n-o-p, 11i), south of Barak and to the north-east of Sahlabad, except for sample 14-01 which was found as a block in Eocene conglomerates near Birjand). All of them exhibit a strong schistosity and lineation marked by the orientation of amphibole (Fig. 8.12b).

Amphibolites comprise amphibole, plagioclase, accessory ilmenite (Table 8. 5; samples 14-01, 16-45b; Fig. 8.12b) and secondary phases such as titanite, epidote and quartz. Some additionally contain clinopyroxene (samples 14-11b2 to 17-18; Fig. 8.12b), either in the foliation or present as boudins (in association with Ca-rich garnet).

Metasediments (samples 14-07, 14-23a, 16-80) are composed of quartz, and phyllosilicates, i.e. white micas or biotite and retrograde chlorite. Two of them, which contain organic matter, provided RSCM maximum temperatures of 515°C on average (Fig. 8.6).

Amphibolitic sole				Amp	Pl	Cpx	Ttn	Qz	Ep	Grt	WM	Opq	Rt	Mag	Bt	Chl	Cal	OM
14-01	Amphibolite	32°43'33.9''	59°01'59.8''	++++	+++		+	++	+		+	Ilm +				+		
14-09	Amphibolite	32°00'04.7''	59°31'01.8''	++++	+++		++	++	+		+	Ilm +	+					
14-18	Amphibolite	32°17'30.9''	59°51'44.2''	++++	++++		++	(+)	+			+			(+)			
15b-15a	Amphibolite	31°59'58.7''	59°30'59.7''	++++	++++													
15b-15b	Amphibolite	31°59'58.7''	59°30'59.7''	++++	++++													
15b-15c	Amphibolite	31°59'58.7''	59°30'59.7''	++++	++++		+	++				Ilm +		+				
16-42	Amphibolite	32°17'40.4''	59°51'16.4''	++++	+++		++	++				+						
16-43b	Amphibolite	32°17'33.0''	59°51'04.2''	++++	++++			++										
16-45a	Amphibolite	32°17'32.7''	59°51'03.4''	++++	+			++										
16-45b	Amphibolite	32°17'32.7''	59°51'03.4''	++++			+++											
14-11b2	Amphibolite	32°00'04.7''	59°31'01.8''	+++	++	(+)		+			+	+					+	
14-20	Amphibolite	32°17'31.4''	59°51'46.3	++++	+++	(+)		+++++				Ilm +	+		+	+		
16-43a	Amphibolite	32°17'33.0''	59°51'04.2''	++++	++	(+)	+	++	++									
16-86	Amphibolite	31°59'56.3	59°22'34.7''	++++	+++	(+)	+		+							+	+	
14-11b	Amphibolite	32°00'04.7''	59°31'01.8''	++++	+++	++	++	+	++	+		+				+	+	
14-26a	Amphibolite	32°02'09.9''	59°24'00.1''	+++	++	++	+	++			+				+			
14-26c	Amphibolite	32°02'09.9''	59°24'00.1''	+++	+	++	+	++	+	+	+	+					+	
17-18	Amphibolite	32° 2'13.08'	59°24'1.02''	++++	+++	++												
14-07	Sediment	32°00'56.2''	59°33'19.0''					++++			+++	+				+		
14-23a	Sediment	32°01'08.9''	59°26'12.1''					+++				+			+++	+	+	++
16-80	Sediment	31°59'24.9''	59°29' 58.4''		(+)			+++							++	+	+++	++

Table 8.5. Petrology and mineralogy of Amphibolite facies sole.

— Metamorphic rocks of the Lut block at the boundary with the Neh complex

These samples correspond to micaschists showing three mineral assemblages: (i) the first one (Fig. 8.12c1) is made by biotite and occasional garnet inclusions in andalusite (sample 16-74); (ii) the second one shows the destabilization of andalusite into sillimanite, associated with white micas and biotite (Fig. 8.12c); (iii) the last one consists of biotite which marks the main foliation, quartz and sometimes plagioclase (Fig. 8.12c). Accessory phases such as tourmaline, Fe-Ti oxide, zircon and organic matter are present (Table 8. 6).

Contact metamorphism				Qz	Bt	And	Sil	Ph	Pl	Grt	Opq	Tur	Ap	Cal	Prh	Chl	Ttn	OM	Zrn
17-26	Micaschist	31°57'51.4''	59°30'42.1''	+++	+++	++	(+)	+	+			+				+			
16-72c	Micaschist	31°58'13.6''	59°29'08.0''	+++	+++	++	+	++	+		(+)		(+)	+		(+)		+++	+
16-74	Micaschist	31°58'29.1	59°29'06.0''	+++	+++	+	++	+	++	(+)					+	+			

Table 8.6. Petrology and mineralogy of the metamorphic rocks of the Lut block at the boundary with the Neh complex.

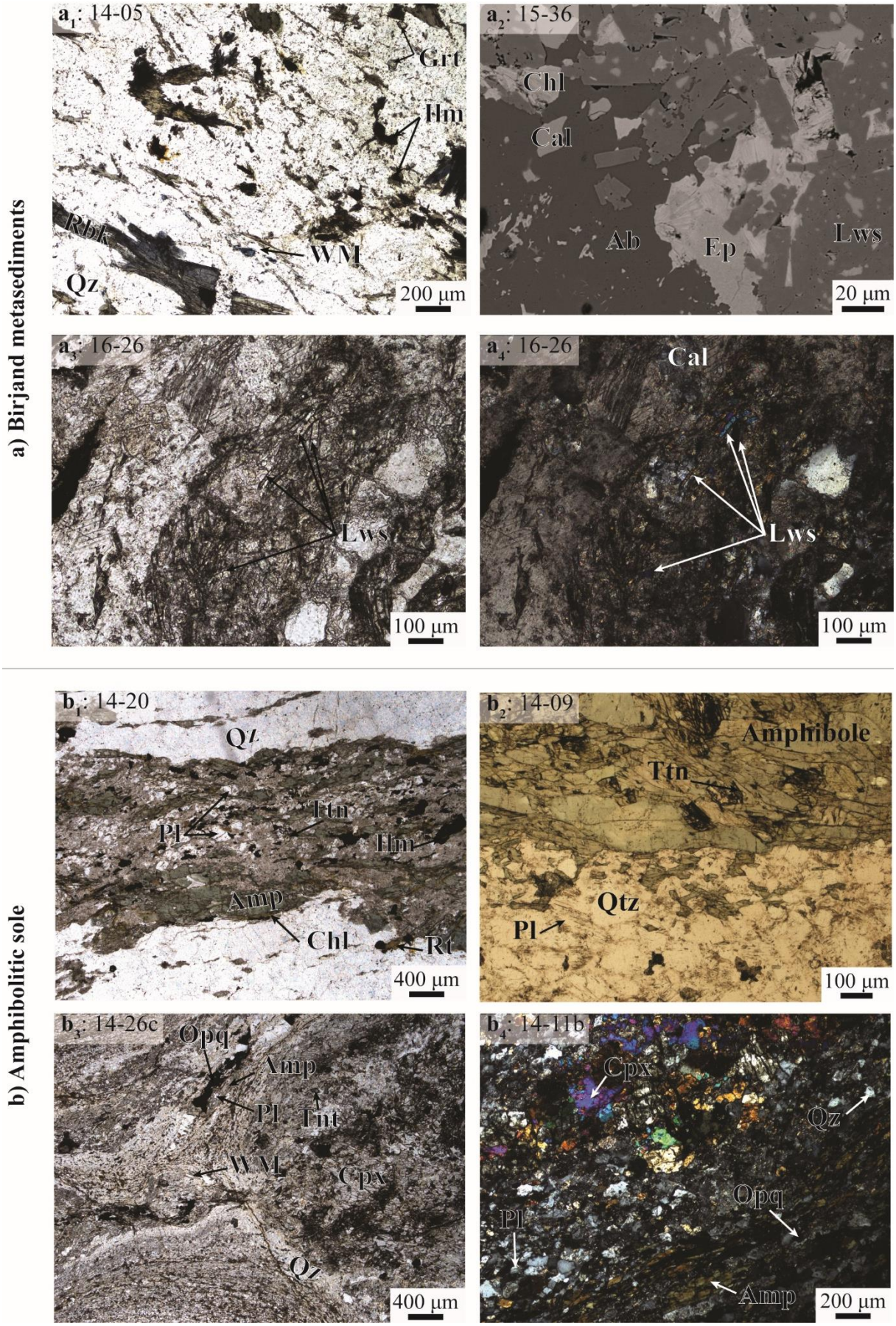


Figure 8.12. Representative thin section and SEM photomicrographs **a-b)** for the Neh complex metamorphic rocks

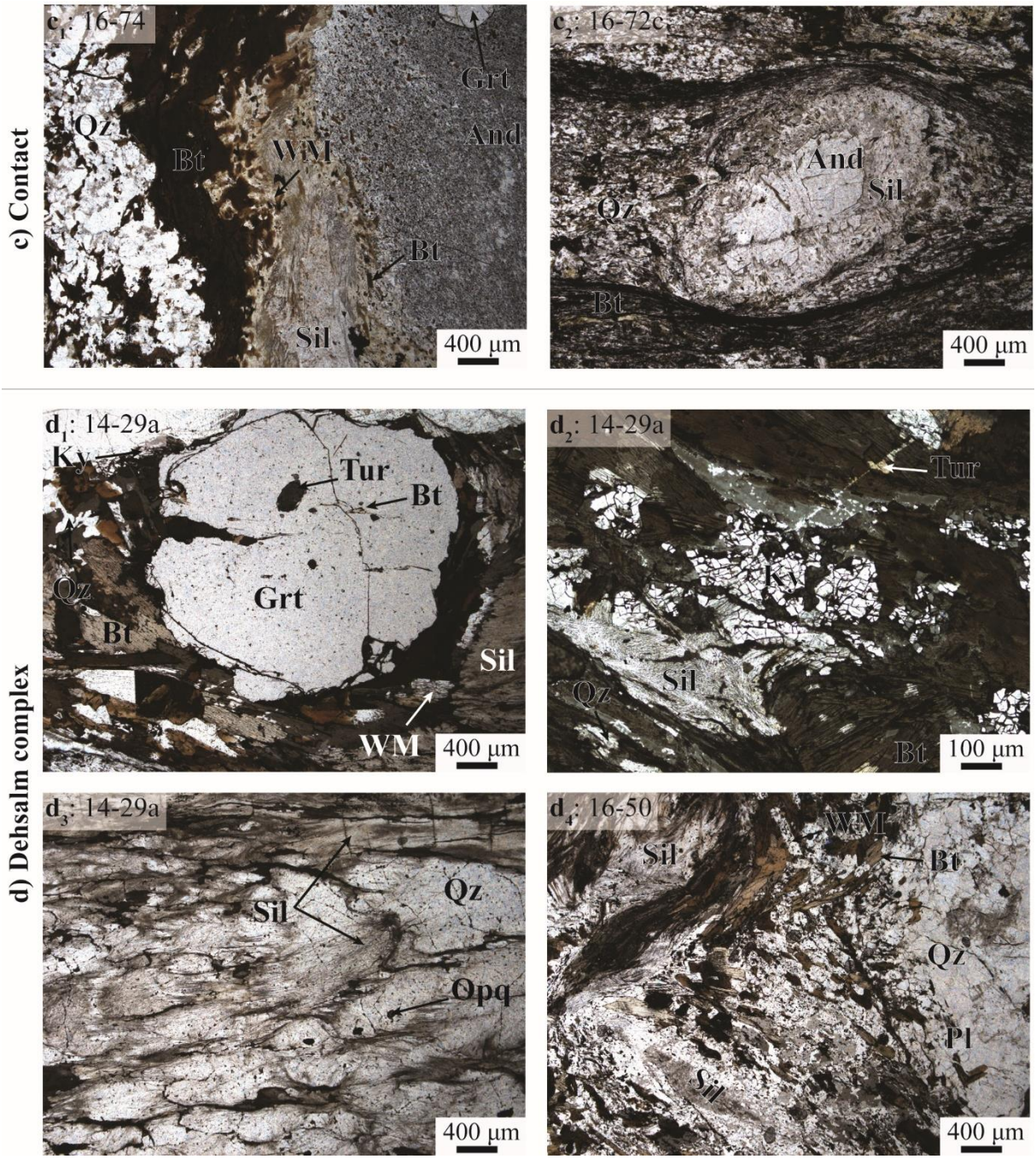


Figure 8.12-continued. Representative thin section and SEM photomicrographs **c-d)** for the Lut Block metamorphic rocks

— Metamorphic rocks of the Lut Block: Deh-Salm complex

Rocks from the Deh-Salm metamorphic complex were reported during the mapping programme in the 1970s and dated at ~165-160 Ma by Mahmoudi et al. (2010), yet their P-T conditions and path are still poorly constrained. Three types of metamorphic rocks were distinguished in this area:

(1) Micaschists in the northern part of the Deh-Salm complex, together with marbles and metasandstones. Micaschists consist of quartz, biotite forming the foliation, plagioclase, frequently associated with white mica, sillimanite and sometimes orthoclase. Tourmaline, rutile and titanite are the main accessory phases. Biotite and white mica are altered into chlorite and kaolinite, respectively.

(2) Migmatites exposed in the southern part of the Deh-Salm complex (Fig. 8.12d) showing three successive parageneses: (i) the earliest is made of kyanite, garnet, biotite and white mica (Fig. 8.12d1-2); (ii) the second one comprises quartz, plagioclase and fibrous sillimanite parallel to the main foliation and appears contemporaneous with formation of the leucosome (Fig. 8.12d2-3-4); (iii) the latest one comprises an association of prismatic sillimanite associated with white mica and some biotite crosscutting the main foliation (Fig. 8.12d4), which likely postdates melting. Accessory minerals are tourmaline and Fe-Ti oxide (Table 8. 7).

(3) Amphibolites, found as lenses into metasediments, comprising amphibole, plagioclase and clinopyroxene associated with some epidote and titanite.

Deshalm metamorphic complex				Qz	Bt	Sil	Pl	Ky	Grt	Opq	Tur	Kln	Cal	Rt	Mnz	Chl	Amp	Ep	Ttn	Cpx	Or	Ph	OM
16-57	Micaschist	31°22'16.9"	59°32'18.9"	+++	+++	+++	+		+	+	+			+	+	+							+
16-54	Micaschist	31°21'48.0"	59°32'06.5"	+++	+++	++	+			+	+	+										+	
16-55	Micaschist	31°21'48.0"	59°32'06.5"	+++	+++	++	+	(+)		+						+					+	+	
14-29a	Migmatite	31°21'13.1"	59°31'53.4"	+++	+++	++	+	+	+	+	+	(+)	(+)		(+)							+	
14-29b	Migmatite	31°21'13.1"	59°31'53.4"	+++	+++	++	+	+		+	+		(+)										
14-29c	Migmatite	31°21'13.1"	59°31'53.4"	+++	+++	++		+	+	+	+					+		+					
16-50	Migmatite	31°22'40.6"	59°32'37.3"	+++	+++	++	++			+												+	
16-56	Amphibolite	31°22'16.9"	59°32'18.9"				+++						+				+++	+	+	++			

Table 8.7. Petrology and mineralogy of the metamorphic rocks of the Deh-Salm complex.

2. Mineral chemistry

— Birjand metasediments

Results for three metaradiolarite samples (Fig. 8.13a; Table 8. 8) show that blue amphibole is riebeckite (NaB≥1.5, (Na+K)B<0.5; XMg<0.5; Fe3+/(Fe3++Al)>0.5; Si between 7.5 and 8). White micas is phengitic with Si between 3.05 and 3.6 and XMg between 0.35 and 0.6. Garnet is manganese-rich (≥38% of spessartine endmember). Clinopyroxene from sample 15b-19 corresponds to omphacite. Felspar in sample 15b-19 is pure albite. Chlorite isclose to the clinochlore end-member (≥75%) with Si between 2.75 and 3.15 and XMg from 0.4 to 0.85.

The studied metagabbroic clasts show that clinopyroxene lies between the aegyrine-augite and omphacite fields. Plagioclase is again pure albite. Chlorite is clinochlore with Si between 2.85 and 3.175 and XMg from 0.45 to 0.9. Serpentine from the adjacent metaophicalcite (sample 16-21b), determined through Raman spectroscopy corresponds to lizardite. Likewise, the nature of the carbonate matrix of the ophicalcite (16-21b) was determined to be calcite.

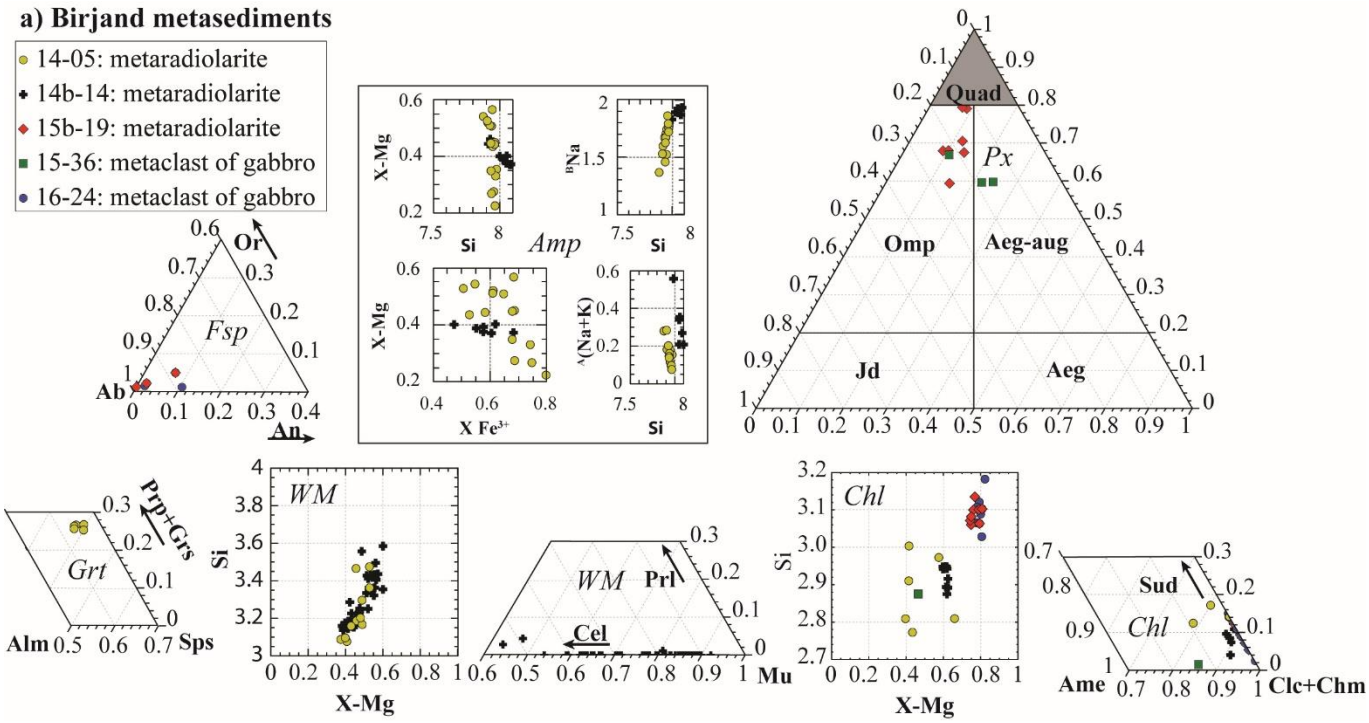


Figure 8.13.Compositional plots of minerals. a) for the Birjand metasediments

Lithology	Meta-chert	Meta-chert	Meta-chert	Meta-gabbro	Meta-gabbro	Meta-gabbro
Sample	14-05	14-05	14-05	15-36	15b-19	16-24
Mineral grp	Amphibole	Garnet	Mica	Lawsonite	Pyroxene	Feldspar
Mineral	Riebeckite	Spessartine	Muscovite	Lawsonite	Omphacite	Albite
SiO_2	55.07	37.73	45.25	38.39	54.52	68.38
TiO_2	0.12	0.00	0.47	0.02	0.16	0.04
Al_2O_3	4.29	21.18	32.79	30.61	5.19	18.21
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00
FeOT	19.80	16.96	3.41	1.49	13.23	0.06
MnO	0.52	17.09	0.00	0.00	0.24	0.00
MgO	8.83	5.63	1.15	0.01	14.61	0.02
CaO	0.92	1.57	0.01	17.02	7.37	0.41
Na_2O	6.72	0.02	1.46	0.04	3.96	11.69
K_2O	0.05	0.01	9.41	0.01	0.47	0.40
Totals	96.30	100.20	93.98	87.58	99.81	99.21
# (O,OH)	23	12	11	8	6	8
Si	7.96	2.97	3.09	2.04	2.00	3.02
Ti	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al	0.73	1.97	2.64	1.92	0.22	0.95
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	1.02	0.05	0.00	0.07	0.10	0.00
Fe^{2+}	1.38	1.07	0.19	0.00	0.30	0.00
Mn	0.06	1.14	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.90	0.66	0.12	0.00	0.80	0.00
Ca	0.14	0.13	0.00	0.00	0.29	0.02
Na	1.88	0.00	0.19	0.00	0.28	1.00
K	0.01	0.00	0.82	0.00	0.00	0.02
Totals	15.10	8.00	7.07	4.03	4.00	5.01

Table 8.8. Representative microprobe analysis of the Birjand metasediments minerals.

— Amphibolite facies soles

Microprobe analyses were performed on twelve amphibolites and one metasediment (14-07; Fig. 8.13b, Table 8. 9). Amphibole is calcic and corresponds to Mg-hornblende, except for some crystals trending towards the tschermakite or tremolite end-members. XMg ranges between 0.4 and 0.85. While the composition is fairly homogeneous in each sample, a wide range of compositions is observed from one sample to the other (Fig. 8.13b) yet without clear spatial correlations between samples from the north-east (Sahlabad) to the south (Barak). Feldspar is dominantly plagioclase, most commonly around 65% albite, yet spanning the full

range of compositions (from 94% anorthite to 98% albite). Four samples contain minor amounts of K-feldspar.

Pyroxene is diopsidic in the four analysed samples (14-11b, 14-20, 14-26a and 17-18), except in sample 14-20 where it is richer in Al and Na and poorer in Ca (i.e., with an augitic composition close to that of sample 16-01c). Garnet (sample 14-11b) is intermediate between grossular and andradite. White mica is slightly phengitic, with Si varying between 3.1 and 3.2 in the metasediment (with XMg ~0.6). In amphibolites, Si varies from 3.2 to 3.4 and XMg from 0.45 to 0.85. Biotite (14-18) has a XMg of 0.65 and Si of 2.8. Epidote is close to the ferric end-member. Chlorite is close to clinochlore composition.

Trace element composition of titanites, in particular the Zr content, was obtained via laser ablation split-stream inductively coupled plasma mass spectrometry (Fig. 8.13b; see LASS-ICPMS methodology in Appendix). Mean values of the Zr content range between 110 and 185 ppm (14-09: 154 ppm, for a 114-216 range; 14-18: 111 ppm, 42-192 range; 16-42: 158 ppm, 35-460 ppm range; 17-18: 184 ppm, 80-339 ppm range).

Lithology	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Meta-gabbro
Sample	14-09	14-18	15b-15c	14-09	14-18	15b-15c	14-09	14-18	16-24
Mineral grp	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Feldspar	Feldspar	Feldspar	Mica	Chlorite	Chlorite
Mineral	Hornblende	Hornblende	Hornblende	Albite	Albite	Albite	Muscovite	Clinochlore	Clinochlore
SiO_2	49.81	44.76	45.63	58.57	58.69	58.83	47.78	27.65	31.62
TiO_2	0.31	0.56	0.77	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Al_2O_3	8.59	11.34	9.46	25.91	26.23	25.86	29.11	20.59	17.44
Cr_2O_3	0.09	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.09	0.06
FeOT	8.08	14.11	17.52	0.22	0.19	0.09	2.31	20.27	11.61
MnO	0.17	0.22	0.21	0.02	0.00	0.00	0.01	0.18	0.11
MgO	15.39	12.19	10.51	0.02	0.02	0.02	4.14	18.70	24.50
CaO	11.23	11.87	11.77	7.96	7.19	7.47	0.08	0.15	2.08
Na_2O	1.05	1.33	1.26	7.27	7.42	7.44	0.07	0.04	0.01
K_2O	0.90	0.36	0.22	0.05	0.11	0.07	11.13	0.03	0.00
Totals	95.63	96.74	97.36	100.11	99.86	99.79	94.63	87.69	87.46
# (O,OH)	23	23	23	8	8	8	11	14	14
Si	7.20	6.59	6.75	2.62	2.62	2.63	3.24	2.83	3.10
Ti	0.03	0.06	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.46	1.97	1.65	1.37	1.38	1.36	2.32	2.48	2.02
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.08	0.42	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.90	1.32	1.63	0.00	0.00	0.00	0.13	1.73	0.95
Mn	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Mg	3.32	2.68	2.32	0.00	0.00	0.00	0.42	2.85	3.58
Ca	1.74	1.87	1.87	0.38	0.34	0.36	0.01	0.00	0.00
Na	0.29	0.38	0.36	0.63	0.64	0.65	0.01	0.00	0.00
K	0.17	0.07	0.04	0.00	0.01	0.00	0.96	0.00	0.00
Totals	15.22	15.38	15.27	5.00	5.00	5.00	7.09	9.90	9.66

Table 8.9. Representative microprobe analysis of the Amphibolite facies sole minerals.

— Metamorphic rocks of the Lut block at the boundary with the Neh complex

Biotite has a XMg ranging between 0.35 and 0.5 and Si between 2.5 and 2.9 (Fig. 8.13c, Table 8. 10), with homogeneous composition in each of the three studied samples. Other minerals correspond to en-memeber compositions: albite, muscovite, almandine (sample 16-74). Chlorites are clinochlore. A ndalusite is partially replaced by sillimanite. Andalusite is sTable 8. with garnet (for 16-74, Fig 12c1) and biotite, whereas sillimanite appears in equilibrium with muscovite and biotite. The two texturally distinct biotite generations have the same composition however.

Lithology	Meta-sed	Meta-sed	Meta-sed	Meta-sed	Meta-sed	Meta-sed	Meta-sed
Sample	17-26	16-74	16-74	17-25	16-74	17-25	17-26
Mineral grp	Aluminosilicates	Garnet	Mica	Mica	Mica	Feldspar	Chlorite
Mineral	Andalousite	Almandine	Muscovite	Phlogopite	Annite	Albite	Amesite
SiO_2	36.78	36.70	44.74	38.19	34.17	58.01	24.72
TiO_2	0.00	0.12	0.05	1.74	4.78	0.00	0.04
Al_2O_3	63.55	20.58	31.43	17.88	20.64	26.55	22.62
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.03	0.04	0.05	0.01	0.04
FeOT	0.20	28.56	5.54	16.53	20.01	0.37	25.88
MnO	0.00	10.23	0.13	0.28	0.18	0.03	0.42
MgO	0.01	2.31	3.90	10.96	7.24	0.07	12.06
CaO	0.00	0.68	0.02	0.05	0.01	8.72	0.07
Na_2O	0.02	0.00	0.21	0.09	0.20	6.41	0.02
K_2O	0.00	0.01	8.45	9.36	8.12	0.21	0.00
Totals	100.56	99.18	94.50	95.12	95.39	100.38	85.88
# (O,OH)	5	12	11	11	11	8	14
Si	0.99	3.00	3.05	2.85	2.59	2.59	2.67
Ti	0.00	0.01	0.00	0.10	0.27	0.00	0.00
Al	2.02	1.98	2.53	1.58	1.84	1.40	2.88
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.00	1.95	0.32	1.03	1.27	0.00	2.34
Mn	0.00	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Mg	0.00	0.28	0.40	1.22	0.82	0.00	1.94
Ca	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00
Na	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.55	0.00
K	0.00	0.00	0.74	0.89	0.78	0.01	0.00
Totals	3.01	8.00	7.06	7.69	7.61	4.97	9.87

Table 8.10. Representative microprobe analysis of the métamorphic minerals of the Lut block at the boundary with the Neh complex.

— Metamorphic rocks of the Lut Block: Deh-Salm complex

Measurements were performed for three micaschists (16-54, 55, 57), one migmatite (14-29) and one amphibolite (16-56; Fig. 8.11d ; Table 8. 11). Biotite shows XMg values between 0.35 and 0.45 and Si between 2.55 and 2.9, except for samples 16-57 and partly 16-54 (XMg ~0.55). Chemical mapping (sample 14-29a) confirms the textural difference observed between biotite crystals: biotite associated with garnet has XMg ≥ 0.4, whereas biotite replacing garnet has XMg < 0.4. Garnet from sample 14-29a are almandine-rich and homogeneous, except for a small rim exhibiting Mn-enrichment. Feldspar is mainly Na-rich plagioclase, with 50% to 100% albite end-member. Sample 16-57 also contains K-feldspar. Plagioclase in amphibolite (16-56) exhibit a wide range of compositions between 42% and 96% of albite end-member.

White mica is moderately phengitic. Si varies between 3 and 3.2, with rare values up to 3.4 and XMg ranges between 0.35 and 0.65. In sample 14-29a, white mica with the highest Si contents (>3.05) is associated with garnet, kyanite and biotite (XMg>0.4), whereas others are associated with retrograde sillimanite and biotite (XMg<0.4). Amphibole from sample 16-56 is Mg-hornblende with a XMg between 0.5 and 0.7.

Lithology	Migmatite	Migmatite	Migmatite	Migmatite	Meta-sed	Meta-basite
Sample	14-29	14-29	14-29	14-29	16-57	16-56
Mineral grp	Garnet	Aluminosilicates	Mica	Mica	Feldspar	Amphibole
Mineral	Almandine	Sillimanite	Muscovite	Annite	Albite	Hornblende
SiO_2	36.75	37.11	46.60	35.33	58.37	45.77
TiO_2	0.02	0.01	0.76	3.34	0.00	0.50
Al_2O_3	21.36	63.66	35.18	19.31	26.42	9.87
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.04	0.00	0.01	0.10
FeOT	31.53	0.16	0.83	19.86	0.09	17.35
MnO	7.30	0.01	0.06	0.34	0.00	0.22
MgO	2.97	0.01	0.50	7.00	0.00	10.51
CaO	0.41	0.02	0.03	0.02	8.27	11.71
Na_2O	0.09	0.00	0.67	0.25	7.29	1.18
K_2O	0.00	0.06	10.02	9.10	0.04	0.34
Totals	100.45	101.06	94.68	94.57	100.49	97.55
# (O,OH)	12	5	11	11	8	23
Si	2.95	0.99	3.10	2.71	2.60	6.74
Ti	0.00	0.00	0.04	0.19	0.00	0.06
Al	2.02	2.01	2.76	1.75	1.39	1.71
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe^{3+}	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57
Fe^{2+}	2.12	0.00	0.05	1.28	0.00	1.57
Mn	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Mg	0.36	0.00	0.05	0.80	0.00	2.31
Ca	0.04	0.00	0.00	0.00	0.39	1.85
Na	0.00	0.00	0.09	0.04	0.63	0.34
K	0.00	0.00	0.85	0.89	0.00	0.06
Totals	7.99	3.01	6.94	7.66	5.02	15.25

Table 8.11. Representative microprobe analysis of the métamorphic minerals of Deh-Salm.

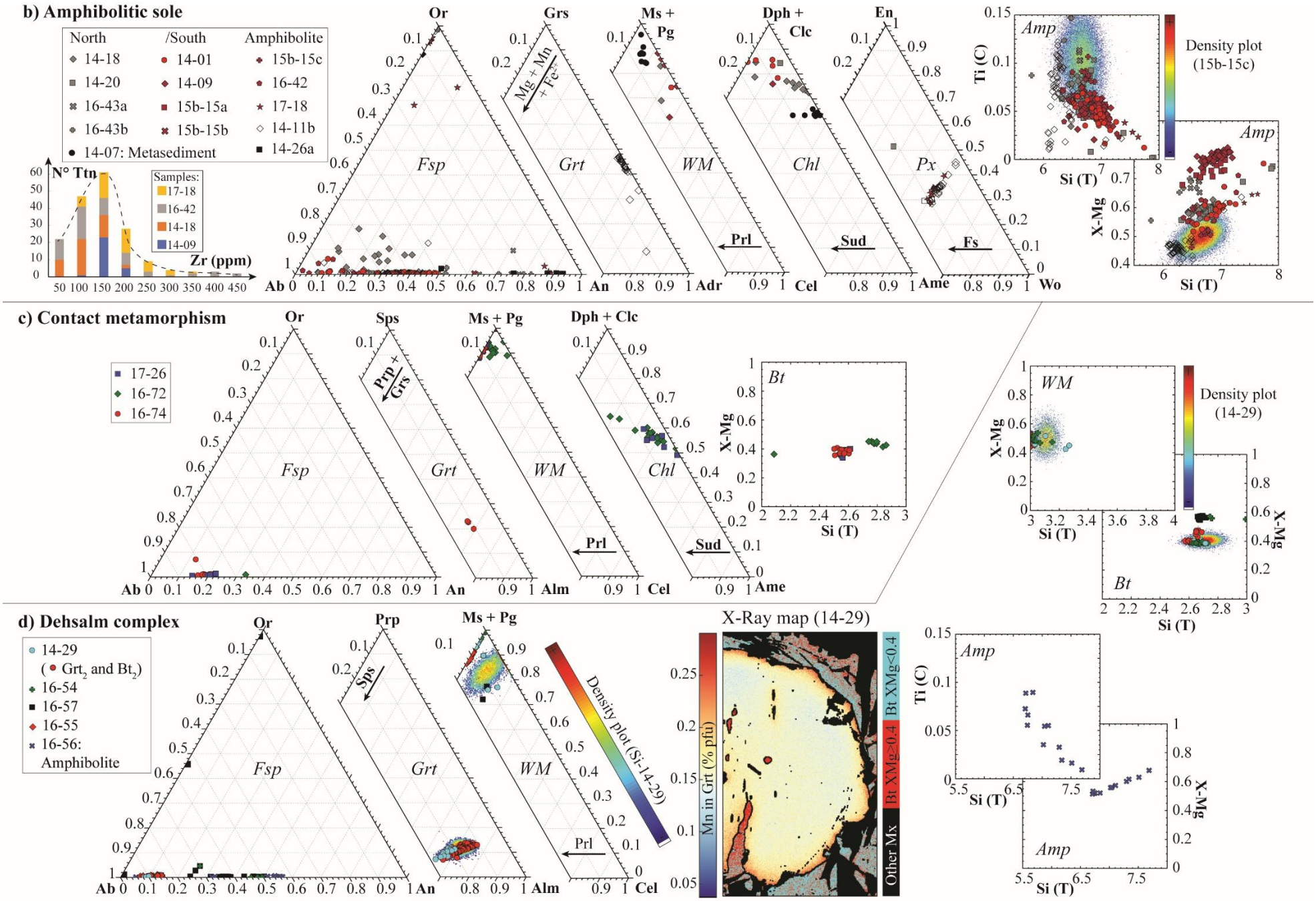


Figure 8.13-continued.Compositional plots of minerals. b) for the amphibolite facies soles ; c) for the metamorphic rocks of the Lut block at the boundary with the Neh complex ; d) for the Deh-Salm complex

3. P-T estimates

— Birjand metasediments

Only approximate P-T conditions can be determined for these rocks, although their mineralogy hints to HP-LT conditions, as shown by the high Si content in phengite (up to 3.57 apfu) and the presence of omphacite in metaradiolarites, and the presence of lawsonite and omphacite in metamafic rocks. P-T conditions are bracketed by the stability fields of lawsonite, calcite and lizardite to lie between 150 and 300°C and 0.2 to 0.6 GPa (Fig. 8.14a).

— Amphibolite facies soles

Plagioclase-amphibole geothermobarometry on eleven amphibolite samples gives a large range of P-T conditions, with an average value at 730°C ± 40°C and 0.65 GPa ± 0.2 GPa (Fig. 8.14b). Samples from the south (in blue) or the north (in green) cannot be distinguished. Thermobarometery based on the Zr content in titanite (Hayden et al., 2008; Zr~150-200 ppm for the samples, with estimated silica and titania activities of 1) is consistent with the results of plagioclase-amphibole thermobarometry.

Thermodynamic modelling was performed for sample 15b-15c. Based on Ti and Si isopleths of amphibole and the absence of melting, P-T conditions can be estimated at around 700°C and 0.6 GPa (green rectangle on Fig. 8.14b), hence undistinguishable from the average P-T conditions estimated by plagioclase-amphibole thermobarometry on 8 amphibole-plagioclase pairs in this sample (714 ± 40°C, 0.54 ± 0.2 GPa; black rectangle on Fig. 8.14b). The predicted modes of the main phases agrees well with the observed mineralogy: between 40 and 45% of plagioclase, 40 to 45% of amphiboles. Pseudosection modelling also predicts presence of biotite <2% and augite <7% which have not been observed on thin-section (presumably due to their low abundance and/or potential retrogression).

— Metamorphic rocks of the Lut block at the boundary with the Neh complex

Thermodynamic modelling for sample 16-72 (Fig. 8.14c) allows constraining P-T conditions for the two main parageneses observed, i.e. (1) the biotite-andalusite assemblage (red field; Fig. 8.14c) and (2) the white mica, sillimanite and biotite assemblage (blue field; Fig. 8.14c). These P-T conditions are consistent with the results of the garnet-biotite thermometry for sample 16-74 (600-650°C ± 25°C). The P-T position of the two paragenesis initiates an anticlockwise P-T path.

— Metamorphic rocks of the Lut Block: Deh-Salm complex

Thermometry based on the Ti content of biotite in four samples reveals the existence of two clusters of temperature (Fig. 8.12d), at 670°C ± 30°C and 740°C ± 20°C. GBAQ geobarometry coupled with garnet-biotite geothermometry shows that the P-T conditions of the kyanite-garnet-biotite-phengite-bearing assemblage of sample 14-29a lie in the range 640-670°C ±25°C and 0.75-0.85 GPa ± 0.2 GPa (Fig. 8.12d).

Thermodynamic modelling was performed for the migmatitic sample 14-29a (Fig. 8.14d). Caution is needed since the overall chemistry may have been modified by partial melting. This does not apply, however, to the paragenesis postdating melting (i.e., with prismatic sillimanite, white mica and biotite), which yields conditions between 590 and 670°C and 0.35 to 0.6 GPa (blue field Fig. 8.14d). Small garnet amounts are predicted (<2%) but probably too low to be observed on thin-section. Conditions for the quartz-plagioclase-sillimanite leucosome lie above 690°C. Results of Ti-in-biotite thermometry (~740°C) provide rough pressure estimate around 0.7 GPa (red circle on Fig. 8.14d). The estimate for the early quartz-biotite-sillimanite-garnet-kyanite-plagioclase±rutile paragenesis (~670°C, 0.8 GPa) lies close to the P-T conditions determined using GBAQ/GB geothermobarometry, suggesting only minor modification of the overall chemistry by partial melting. The succession of these mineral assemblages suggests a clockwise P-T path (black dotted line, Fig 14d).

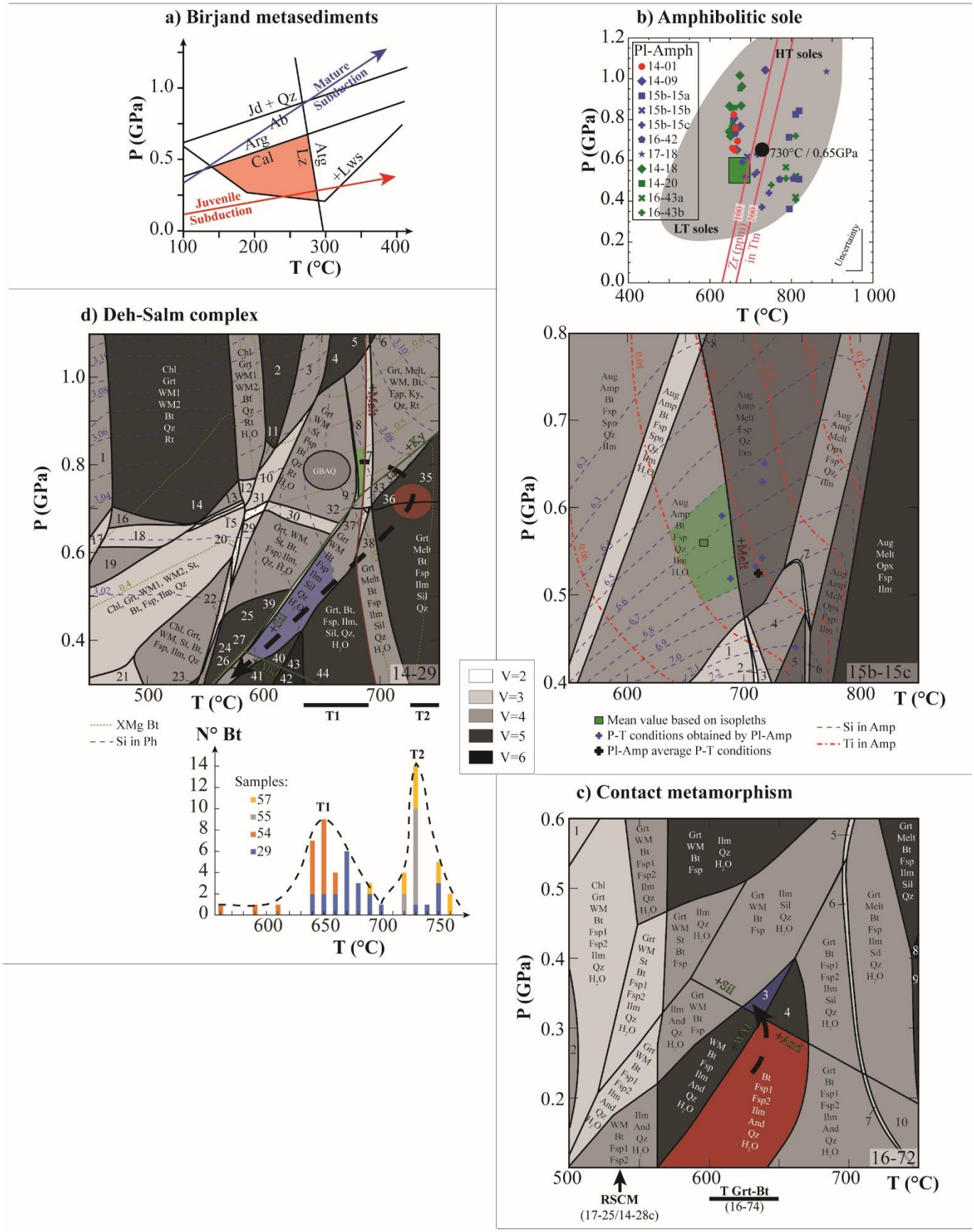


Figure 8.14. Estimation of the P-T conditions.

a. On Birjand metasediments using mineral assemblage compared to initation or mature subduction gradient (Agard et al., 2018, 2020; Bonnet et al., 2019) **b.** On aphibolitic sole using (on top) amphibole-plagioclase thermobarometry and Zr in titanite (grey areas corresponds to P-T conditions observed in metamorphic sole worldwise Agard et al., 2016) or using isopleths on pseudosection for sample 15b-15c (1: Aug, Amp_1, Amp_2, Bt, Fsp, Qz, Ilm, H_2O; 2: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Bt, Fsp, Qz, Ilm, H_2O; 3: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Fsp, Qz, Ilm, H_2O; 4: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Fsp, Qz, Ilm; 5: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Fsp, Ilm; 6: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Opx, Fsp, Ilm; 7: Aug, Amp_1, Amp_2, Melt, Opx, Fsp, Qz, Ilm; 8: Aug, Amp, Melt, Fsp, Spn, Qz, Ilm; abbreviations are from Whitney and Evans, 2010). **c.** On metasimentary rocks of the Lut Block using garnet-biotite thermometry and mineral assemblage on pseudsection for sample 16-72 (1: Chl, Grt, WM, Bt, Fsp, Ilm, Zo, Qz, H_2O; 2: Chl, WM, Bt, Fsp_1, Fsp_2, Ilm, Qz, H_2O; 3: WM, Bt, Fsp, Ilm, Sil, Qz, H_2O; 4: Bt, Fsp_1, Fsp_2, Ilm, Sil, Qz, H_2O; 5: Grt, Melt, WM, Bt, Fsp, Ilm, Sil, Qz, H_2O; 6: Grt, Melt, Bt, Fsp_1, Fsp_2, Ilm, Sil, Qz, H_2O; 7: Grt, Melt, Bt, Fsp_1, Fsp_2, Ilm, And, Qz, H_2O; 8: Grt, Melt, Bt, Fsp, Ilm, Sil; 9: Grt, Melt, Bt, Fsp, Ilm, Sil, H_2O; 10: Grt, Melt, Bt, Fsp, Ilm, And, Qz, H_2O; abbreviations are from Whitney and Evans, 2010). **d.** On Deh-Salm complex metasedimentry rocks using Ti-in biotite for thermometry, garnet-biotite-aluminosilicate-quartz for thermobarometry and both mineral assemblage and composition on pseudosection for sample 14-29 (1: Chl, Grt, WM_1, WM_2, Cld, Bt, Qz, Rt; 2: Grt, WM_1, WM_2, Bt, Qz, Rt, H2O; 3: Grt, WM_1, WM_2, Bt, Fsp, Qz, Rt, H_2O; 4: Grt, WM_1, Bt, Fsp, Qz, Rt, H_2O; 5: Grt, Melt, WM, Bt, Fsp, Qz, Rt, H_2O; 6: Grt, Melt, WM, Bt, Fsp, Qz, Rt; 7: Grt, Melt, WM, Bt, Fsp, Ky, Qz, Rt, H_2O; 8: Grt, WM, Bt, Fsp, Ky, Qz, Rt, H_2O; 9: Grt, WM, St, Bt, Fsp, Ky, Qz, Rt, H_2O; 10: Grt, WM_1, WM_2, St, Bt, Fsp, Qz, Rt, H_2O; 11: Grt, WM_1, WM_2, St, Bt, Qz, Rt, H_2O; 12: Chl, Grt, WM_1, WM_2, Bt, Fsp, Qz, Rt, H_2O; 13: Chl, Grt, WM_1, WM_2, Bt, Fsp, Qz, Rt; 14: Chl, Grt, WM_1, WM_2, Bt, Fsp, Ilm, Qz, Rt; 15: Chl, Grt, WM_1, WM_2, St, Bt, Fsp, Ilm, Qz, Rt; 16: Chl, Grt, WM_1, WM_2, St, Bt, Qz, Rt; 17: Chl, Grt, WM_1, WM_2, Cld, St, Bt, Qz, Rt; 18: Chl, Grt, WM_1, WM_2, St, Bt, Ilm, Qz, Rt; 19: Chl, Grt, WM_1, WM_2, St, Bt, Ilm, Qz; 20: Chl, Grt, WM_1, WM_2, St, Bt, Fsp, Ilm, Qz, H_2O; 21: Chl, Grt, WM, St, Bt, Fsp, Ilm, Ab, Qz; 22: Chl, Grt, WM, St, Bt, Fsp, Ilm, Qz, H_2O; 23: Chl, WM, St, Bt, Fsp, Ilm, Qz; 24: Chl, WM, St, Bt, Fsp, Ilm, Qz, H_2O; 25: WM, St, Bt, Fsp, Ilm, Qz, H_2O; 26: WM, St, Bt, Fsp, Ilm, And, Qz, H_2O; 27: WM, St, Bt, Fsp, Ilm, Sil ,Qz, H_2O; 28: Grt, WM, Bt, Fsp, Ilm, And, Qz, H_2O; 29: Grt, WM1, WM2, St, Bt, Fsp, Ilm, Qz, H_2O; 30: Grt, WM, St, Bt, Fsp, Ilm, Qz, Rt, H_2O; 31: Grt, WM, WM, St, Bt, Fsp, Ilm, Qz, Rt, H_2O; 32: Grt, WM, Bt, Fsp, Sil, Qz, Rt, H_2O; 33: Grt, Melt, WM, Bt, Fsp, Sil, Qz, Rt, H_2O; 34: Grt, Melt, WM, Bt, Fsp, Sil, Qz, Rt; 35: Grt, Melt, Bt, Fsp, Sil, Qz, Rt; 36: Grt, Melt, Bt, Fsp, Ilm, Sil, Qz, Rt, H_2O; 37: Grt, Melt, WM, Bt, Fsp, Ilm, Sil, Qz, Rt, H_2O; 38: Grt, Melt, WM, Bt, Fsp, Ilm, Sil, Qz, H_2O; 39: Grt, WM, St, Bt, Fsp, Ilm, Sil, Qz, H_2O; 40: WM, Bt, Fsp, Ilm, Sil, Qz, H_2O; 41: WM, Bt, Fsp, Ilm, And, Qz, H_2O; 42: Bt, Fsp, Ilm, And, Qz, H_2O; 43: Bt, Fsp, Ilm, Sil, Qz, H_2O; 44: Grt, Bt, Fsp, Ilm, And, Qz, H_2O; abbreviations are from Whitney and Evans, 2010). The shade of grey on the speudosection indicate the field variance.

8.2.9. Geochronology

Rocks corresponding to four domains have been dated. Fig. 8.15 gathers all the results of our dating. All uncertainties are given as ±2σ in the text.

— Ophiolitic rocks of the Neh complex

$^{40}Ar/^{39}Ar$ step-heating of amphiboles from the amphibolitic gabbro 15b-18 provided a plateau age of 106.3 ± 3.1 Ma (Fig. 8.15a) that includes 100% of released ^{39}Ar.

— Birjand metasediments

$^{40}Ar/^{39}Ar$ step-heating of phengite from two metaradiolarite samples 14b-14 and 15b-19 yielded by plateau ages of 72.2 ± 0.3 and 74.1 ± 0.3 Ma that includes 100% and 98.43% of released ^{39}Ar respectively (Fig. 8.15b and c).

— Amphibolitic sole and associated rocks of the Neh complex

Datings on amphibolite give three populations of ages:

(1) The oldest was obtained on sample 14-18 (collected close to Sahlabad) by in-situ U-Pb on 46 grains of titanite which yielded a Tera-Wasserburg isochron age of 108.6 ± 4.5 Ma (Fig. 8.15d);

(2) Intermediate ages were obtained on two samples collected close to Sahlabad which gave two indistinguishable ages: one by $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating method on amphibole provided a plateau age of 72.4 ± 0.6 that includes 100% and ^{39}Ar (Fig. 8.9e) and another by in-situ U-Pb on 46 grains of titanite yielded a Tera-Wasserburg isochron age of 72.2 ± 2.1 Ma (Fig. 8.9f).

(3) The youngest ages were obtained on four samples collected in the area of Barak which gave five indistinguishable ages: three obtained by $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating method on amphibole provided age at 53.4 ± 1.7, 54.9 ± 2.6, 52.9 ± 0.5 Ma that includes 89%, 62.91% and 85.37% of released ^{39}Ar respectively (Fig. 8.13g, h and i) and two obtained by in-situ U-Pb on 29 (14-09) or 45 (17-18) grains of titanite yielded Tera-Wasserburg isochron ages of 54.1± 11.4 and 51.5 ± 1.4 Ma (Fig. 8.13g to k).

For the sample 14-09 the age obtained by Ar-Ar and U-Pb are undistinguishable, respectively at 53.4 ± 1.7 and 54.1 ± 11.4 Ma while for sample 14-18 $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating method on amphibole provide a 72.4 ± 0.6 Ma age significantly different from the U-Pb on titanite ages obtained at 108.6 ± 4.5 Ma.

Interestingly, in the area of Mahmudali, amphibolite were collected close to an intrusive and deformed granodiorite which was dated by $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating method on biotite providing an age of 49.6 ± 0.2 Ma that includes 83.46% of released ^{39}Ar (Fig. 8.13l).

— Metamorphic rocks of the Deh-Salm metamorphic complex

14-29 migmatite sample have been dated by $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating method on biotite at 150.0 ± 0.5 Ma that includes 76.68% of released ^{39}Ar (Fig. 8.9m).

8.2.10. Discussion

1. Overall structure of the northern Sistan orogen: major tectonic domains, boundaries and significance

Observations gathered from field investigations, from the different cross-sections and collected samples, together with data recently published by this group (Jentzer et al., 2017, 2020; Bonnet et al., 2018), are combined into a synthetic SW-NE crustal-scale section of the northern Sistan orogen (Fig. 8.16; see profile location on Fig. 8.4). Some first-order characteristics and the relationships between the domains can be outlined:

- The HP-LT zone crops out as a series of discontinuous tectonic windows and marks the location of the suture zone. Early tectonic stacking and later doming characterize this domain (Bonnet et al., 2018). The suture zone contact is reworked by steeply dipping faults at present.

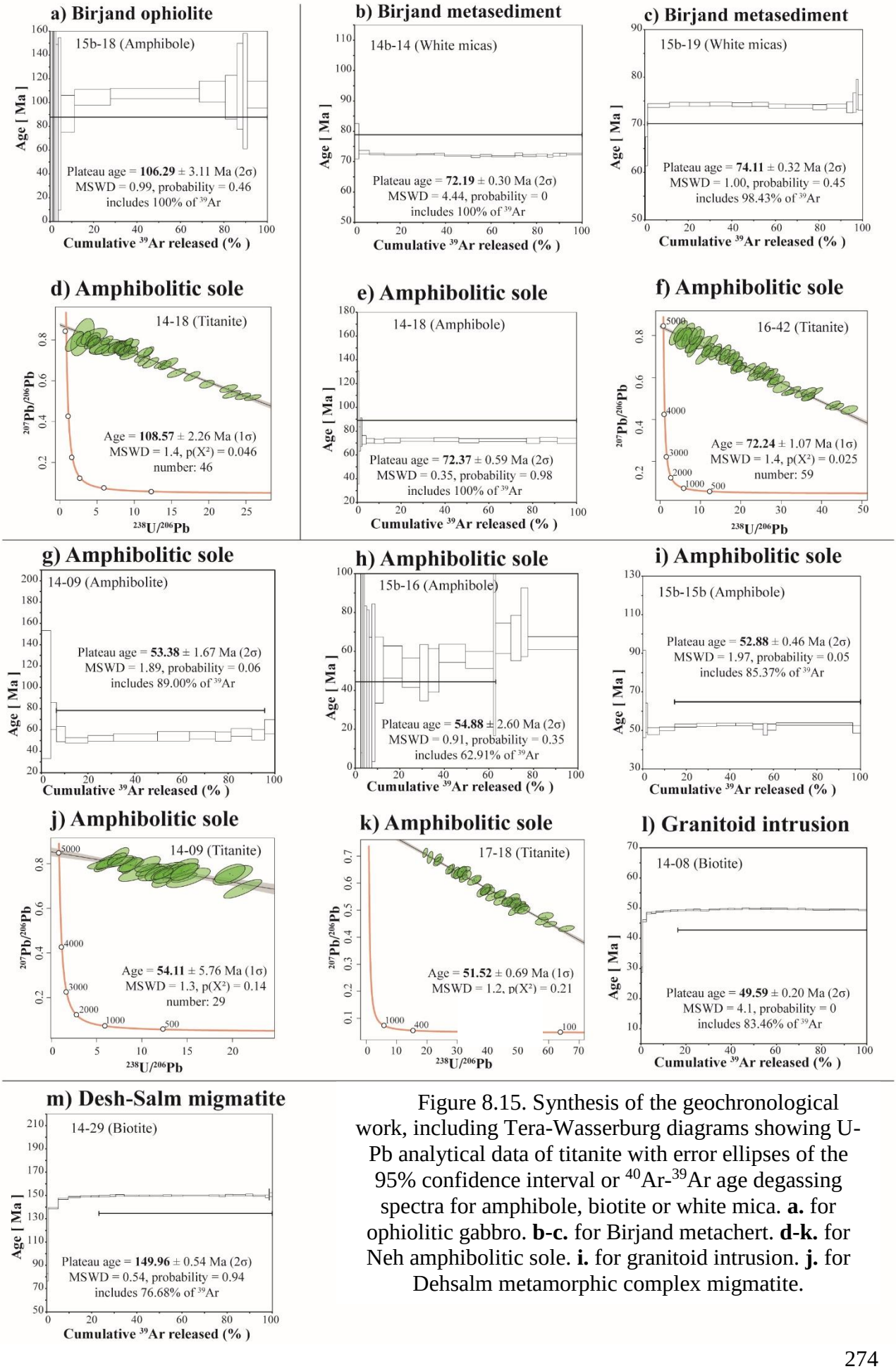


Figure 8.15. Synthesis of the geochronological work, including Tera-Wasserburg diagrams showing U-Pb analytical data of titanite with error ellipses of the 95% confidence interval or ^{40}Ar-^{39}Ar age degassing spectra for amphibole, biotite or white mica. **a.** for ophiolitic gabbro. **b-c.** for Birjand metachert. **d-k.** for Neh amphibolitic sole. **i.** for granitoid intrusion. **j.** for Dehsalm metamorphic complex migmatite.

- The Afghan block, onto which the Sefidabeh basin developed, occupies the highest structural position. Cross-sections evidence a widening of the Sefidabeh basin towards the south, consistent with its larger extension in the southern Sistan orogen (Mohammadi et al., 2016; Bagheri and Damani Gol, 2020). The Afghan block also preserves evidence for Early Cretaceous (or earlier) normal faulting, which could reflect thinning of the continental margin (see also Tirrul et al., 1983). The Western Unit, which is sandwiched between the HP-LT zone and the Neh complex and corresponds to an unmetamorphosed ophiolitic sequence cross-cut by Late Cretaceous adakitic lavas (~86-71 Ma; Zarrinkoub et al., 2012b; Jentzer et al.,2020), is interpreted as a forearc of the Sistan subduction zone, possibly a reworked portion of the fomer ocean-continent transition on the Afghan passive margin side.

- The Neh complex preserves a relatively continuous obducted ophiolite, 50 to 80 km large across the profile (>100 km along strike; Fig. 8.16). Despite post-emplacement deformation of the ophiolite thrust sheet, distinct km-scale units evidence lateral contrasts within the former seafloor reminiscent of modern-day slow- to ultra-slow-spreading environments (e.g. Cannat et al., 2009, Picazo et al., 2012; Escartín et al., 2017): discontinuous and highly variable pillow-lava thicknesses, isolated masses of gabbro intruding serpentinized peridotite, ophicalcite or brecciated basalt and gabbro (i.e., mass wasting deposits) directly atop serpentinized peridotite, together with a lack of sheeted dyke complex. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age dating of an amphibolitized gabbro yielded 106 ± 3 Ma (Fig. 8.15a), close to the U-Pb zircon dating of oceanic leucogabbros (~110 Ma; Zarrinkoub et al., 2012a).

- The Neh ophiolitic complex is thrust to the SW over the Lut Block and overlain by the Ratuk complex or the Afghan Block (i.e., locally by the Western unit). A series of major NE-dipping contacts, parallel to the main tectonic contact marking the suture zone, are observed throughout this oceanic complex (Fig. 8.16). Sediments deposited onto the ophiolitic Neh complex indicate a progressive southwestward migration of the depocenter with time. The sedimentary thickness of the Paleocene and Eocene basins of the Neh complex, based on the maximum temperature experienced by the sediments (~275°C on average), could be on the order of -5 km assuming a 50°C.km^{-1} thermal gradient. Such a relatively warm gradient is similar to that of the upper continental crust of Central Tibet (Zhi Min and Wu, 1987) and justified by the likely high heat flow associated with the profuse magmatic activity postdating the Paleo/Eocene (Pang, 2013), or by the present-day value (84-103 mW m^{-2}; Davies, 2013). This thickness broadly agrees with the value proposed by Tirrul et al. (1983; ~4 km).

The overall structural organization and the fact that all the main contacts are dipping towards the NE are consistent with (i) a SW vergence of the orogen, (ii) a general underthrusting

of the Neh complex below the Afghan block and (iii) the existence of a former NE dipping subduction. The latter was already proposed by Tirrul et al. (1983) and is strengthened by the location of a Late Cretaceous magmatic arc to the east of the suture zone (Jentzer et al., 2020). The southwestward shift of depocenters suggests an “en sequence” migration of the flexure in the lower plate with respect to the suture zone.

The series of thrusts marking the emplacement of the oceanic Neh complex onto the Lut block are cross-cut by lowermost Eocene acidic intrusions (~55-50 Ma). This indicates that final closure of the Sistan marginal basin was completed by then.

Collisional shortening is probably relatively modest: structures associated with early shortening like ophiolite sheets are well-preserved (Figs. 8.7, 8), and the continental basement of the Lut block is not exposed below the Neh complex, suggesting that thick-skin deformation is insignificant and that the basement may not be significantly involved in the deformation. However, the extension of the Lut block below the Neh complex (Fig. 8.16; and the thickness of the Neh ophiolite, probably ~12 km at the onset of obduction processes; see below) is unknown. Based on gravimetric data, Mousavi and Ebbing (2018) and Eshagh et al. (2019) estimated that the thickness of the CEIM crust lies between 40 and 45 km with a slight increase up to 52 km below the Sistan orogen, which would be consistent with some minor implication of the basement of the Lut Block basement at depth. Shortening also varies along strike, as shown by the increase of deformation of the Sefidabeh domain towards the N indicating a greater shortening in the northern part of the orogen (see below).

In the absence of clear stratigraphic markers allowing to perform balanced cross-sections, and because of the intensity of ductile deformation in the Cretaceous to Paleocene flyschs and phyllites (as underlined by a well-developed schistosity; Figs. 8.5m,n), estimating the amount of shortening in the Sistan orogen is fraught with large uncertainties. A crude unfolding of ophiolite sheets and deformed basins suggests a minimum estimate of 80-100 km for the obduction overthrust onto the Lut block, and 30-50 km since final closure of the oceanic realm. We note that part of the first estimate may also have been acquired after closure.

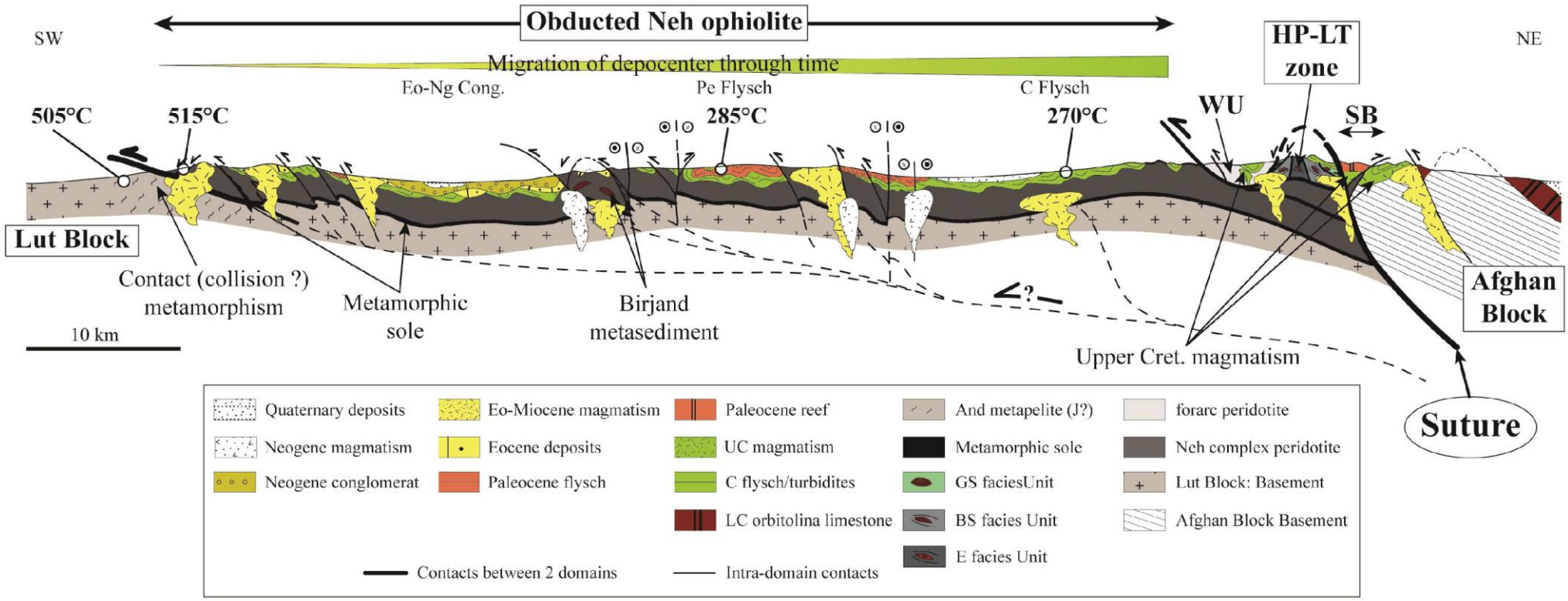


Figure 8.16. Synthetic cross-section of the Sistan orogen. And: Andalusite; BS: Blueschist facies; Cong.: Conglomerate; E: Eclogitic facies; Eo: Eocene; GS: greenschist facies; J: Jurassic; C or Cret.: Cretaceous; LC: Lower Cretaceous; UC: Upper Cretaceous; Ng: Neogen; Pe: Paleocen; SB: Sefidabeh basin; WU: Western Unit.

2. Geodynamic significance of metamorphic rocks from the Neh complex and Lut block

1. Neh complex: evidence for intra-oceanic slicing and metamorphic sole formation during the onset of obduction

In addition to mineral transformations associated with oceanic deformation (see section 6) and/or hydrothermal alteration (Tirrul et al., 1983; Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012a), two new types of mineral recrystallization are reported here in the Neh complex:

(1) Strongly schistosed amphibolite facies metabasic and metasedimentary rocks, mostly metatuffs showing a marked lineation in places (Fig. 8.10o), are found as a 10-20 m thick horizons below the ophiolite (Figs. 8.10n, 11i, 16), particularly its southernmost exposures or near Sarbisheh (Fig. 8.4). Their metamorphic peak, based on thermodynamic modelling, amphibole-plagioclase thermobarometry and Zr content in titanite, lies at 700°C ± 50 and ~0.6-0.7 GPa (e.g., sample 15b-15c; Fig. 8.14b). Such characteristics suggest that these rocks represent a former metamorphic sole (Wakabayashi and Dilek, 2003; Agard et al., 2016), whose P-T conditions are intermediate between that of granulite facies HT soles (i.e., clinopyroxene-garnet bearing soles; Soret et al., 2017) and greenschist facies LT ones. Their protolith is also intermediate in composition (Agard et al., 2020).

Since metamorphic soles mark the initiation of intra-oceanic subduction (e.g., Wakabayashi and Dilek, 2003; Agard et al., 2016; Plunder et al., 2016; Guilmette et al., 2018; Dubacq et al., 2019), their age is an important constraint for the geodynamic evolution of the Sistan orogen. $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating on amphibole and in-situ U-Pb on titanite yielded three age populations for the metamorphic sole (Figs. 8.15d-k):

- two ages around 72 Ma, obtained by different methods on distinct samples (72.4 ± 0.6 Ma: $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating on amphibole, sample 14-18; 72.2 ± 1.1 Ma: in situ U-Pb on 59 titanite grains, sample 16-42; Fig. 8.15e).

- five ages between ca. 52 and 55 Ma (Figs. 8.15g-k), for samples collected in the vicinity of the large granitoid intrusions cutting across the sole (Figs. 8.10q, 11i, 16). These ages correspond within error to the ca. 50 Ma ages obtained for the granitoids (Fig. 8.15l) and are thus interpreted as reflecting recrystallization (of amphibole or titanite) during the magmatic event.

- one U-Pb titanite age at 108 ± 2 Ma (Fig. 8.15d), which is undistinguishable from the one obtained for the amphibolitic gabbro dated at 106 ± 3 Ma (Fig. 8.15a), and therefore interpreted as inherited from the oceanic activity.

We infer that the two ca. 72 Ma dates, which cannot be linked to any geological event reported so far in the Sistan orogen, correspond to the age of peak metamorphism for the metamorphic soles. If confirmed (see below), this constrains the onset of intra-oceanic subduction within the Sistan ocean and the start of the obduction process. This age lies between (i) the 86 ± 3 Ma peak burial of the suture zone eclogites, which attest to already ongoing E-dipping subduction below the Afghan Block, and (ii) final closure of the Sistan oceanic realm at ~55-50 Ma, as revealed by granitoid intrusions (e.g., sample 14-08) cross-cutting both the Lut Block and the ophiolite, and by the presence of Eocene continental molasse-type sediments (see below).

(2) Lawsonite-bearing rocks were found, in the mountain ridge south of Birjand, at the base of the ophiolitic Unit 2 (Figs. 8.7, 11g). The presence of lawsonite, in both gabbro clasts and in the carbonate matrix of an oceanic breccia, advocates for peak metamorphic conditions around 250°C and 0.4 GPa, at the transition between greenschist and blueschist facies conditions. Further evidence for metamorphic recrystallization and similar burial is provided by the presence of a phengite, spessartine-rich garnet, ferric blue amphibole and Al-bearing pyroxene assemblage in nearby metaradiolarites (Fig. 8.13a). $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating of phengite from two distinct metaradiolarite samples, located in the same structural position as the lawsonite-bearing ones, yielded 74.1 ± 0.3 Ma and 72.2 ± 0.3 by $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating (Figs. 8.15b, c). These ages are similar to those obtained for the metamorphic sole.

These metamorphic rocks collectively provide evidence for a specific deformation event occurring within the Sistan ocean during the Upper Campanian. We propose that this tectono-metamorphic event marks the initiation of intra-oceanic thrusting (and/or subduction), whose amplitude was larger in the eastern part of the study area (metamorphic soles; Sarbisheh, Malabad) than in the west (lawsonite-bearing samples; Birjand ridge).

Incidentally, the presence of lawsonite-bearing rocks places constraints on the thickness of the ophiolitic material above, around 12-15 km at the time.

2. Lut Block contact metamorphism associated with Lower Eocene intrusions?

Metapelites located near the contact between the obducted Neh ophiolitic complex and the Lut Block show mineral assemblages indicative of contact metamorphism. Two main rock types are observed:

(1)The most common type contains quartz, biotite, plagioclase and andalusite. P-T conditions are estimated between 600 and 650°C and are lower than 0.3 GPa (red area on Fig. 8.14c). Whilst sedimentary layering is still visible, these rocks are slightly deformed and located

near granitoid intrusions. This assemblage therefore likely reflects contact metamorphism and syn-kinematic growth during granitoid emplacement, at 49.6 ± 0.2 Ma (Fig. 8.15l).

(2)The second type comprises sillimanite overgrowing andalusite, white mica, plagioclase, biotite and quartz. It is sTable 8. in similar but slightly higher P-T conditions, between 625 and 650°C and between 0.3 and 0.4 GPa (blue area on Fig. 8.14c). This second type may reflect a stronger impact of contact metamorphism and/or additional thrusting following collision. The latter interpretation would be consistent with the existence, in places, of a foliation affecting granitoid intrusions, which advocates for some post-intrusion syn-collisional deformation.

In the absence of age constraints for these metamorphic rocks, we cannot rule out, however, that their metamorphism could be older than the granitoid intrusions, especially because of their similarity with some of the Jurassic metamorphic rocks of Anju or Dehsalm (Lut Block; see below).

3. Lut Block Deh-Salm metamorphic complex: mid- to late-Jurassic ("Mid-"Late-Cimmerian) regional metamorphism

The Deh-Salm metamorphic complex hosts amphibolites and metasediments exhibiting variable metamorphic degrees, from slightly deformed micaschists to migmatites showing an abundant leucosome and a strongly schistosed melanosome. In the migmatitic zone, the P-T-time path determined for the garnet-kyanite-biotite-plagioclase-phengite-bearing sample 14-29 shows three successive conditions (Fig. 8.14d): ~675°C and ~0.8 GPa for the peak of pressure, followed by a temperature increase associated with partial melting at around 725°C and 0.75GPa, and then retrograde conditions at 650°C and 0.4 GPa. $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating on biotite gave an age of 149.6 ± 0.5 Ma for this sample (Fig. 8.15m).

This metamorphic evolution is consistent with the regional metamorphism described by Masoudi et al. (2006; these authors also report contact metamorphism near granitic intrusions and thermal metamorphism marked by andalusite, sillimanite, and sillimanite and orthoclase isograds), with conditions increasing from chlorite-bearing rocks in the NE to staurolite-garnet-biotite-bearing amphibolite facies rocks in the SW. Our pressure estimates are higher than those obtained by Mahmoudi et al. (2010; 680°C and 0.35 GPa), possibly because these authors did not consider the presence of kyanite.

These previous studies (Mahmoudi et al., 2010; Masoudi et al., 2006) proposed that the protolith of the Deh-Salm complex is the Shemshak formation, i.e. the extensive Upper Triassic to Middle Jurassic siliciclastic formation covering most of northern Iran following Paleotethys closure, including the Lut Block. Based on U-Pb zircon and titanite dating of amphibolites and

U-Pb monazite dating of metapelites (Mahmoudi et al., 2010), regional metamorphism is constrained between 165 and 160 Ma, and therefore Mid-Cimmerian. This age range overlaps with the 165 to 163 Ma ages obtained by U-Pb zircon or monazite dating (Mahmoudi et al., 2010) and Rb-Sr whole-rock dating of the nearby granitic intrusions (Esmaeily et al., 2005). Nd and Sr isotopes furthermore support an upper crustal source for these intrusions, suggesting that they derive from the partial melting of metasediments (Esmaeily et al., 2005).

A similar metamorphic setting was described by Bröcker et al. (2014) north of Birjand, in the Anjul area: protoliths were attributed to the Semshak formation and migmatites and granitic intrusions dated by U-Pb (on zircon cores from leucosomes) between 169 and 168 Ma, thus close to the age of Deh-Salm regional metamorphism. In the case of Anjul, two younger ages were also obtained: ~110 Ma, by U-Pb dating of zircon overgrowths, and 102-96 Ma by Rb-Sr on K-feldspar or biotite separates. Bröcker et al. (2014) interpreted these two Cretaceous ages as marking the opening of the Sistan ocean and the cooling of the passive margin, respectively.

In this framework, our 149.6 ± 0.5 Ma Ar/Ar dating of biotite appears younger than the 165-160 Ma age proposed for regional metamorphism (Mahmoudi et al., 2010) yet older than the 110 Ma age thought to reflect the rifting stage (Bröcker et al., 2014). Although further age determinations are needed, this plateau age precludes mixing of different biotite populations and thus seems to reflect a distinct thermal event. We tentatively propose that this ~150 Ma event could represent cooling of regional metamorphic rocks or, since age constraints on gabbros and radiolarites suggest that the Sistan ocean is already open by ~120-110 Ma, a thermal event associated with the onset of rifting.

4. Summary of the main metamorphic events recorded in the Sistan orogen

Figure 8. 15 summarizes the major metamorphic events associated with the Sistan orogeny. Whether the older, ~150 Ma age reflects a thermal event associated with rifting or cooling of the older Mid-Late-Cimmerian regional metamorphism of Deh-Salm is unclear. The oldest Sistan metamorphism, at ~106 Ma, corresponds to amphibolite facies recrystallization of oceanic gabbros (see section 6). The second one is the HP-LT blueschist to eclogitic facies marking subduction of the Sistan ocean beneath the Afghan Block, dated at 86 ± 3 Ma (Fotoohi Rad et al., 2005,2009; Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013; Kurzawa et al., 2017; Bonnet et al., 2018). The third one is marked by lawsonite-bearing metasediments and metamorphic soles found at the base of the Neh ophiolite, which advocate for intra-oceanic slicing/subduction starting between 74 and 72 Ma. This intra-oceanic thrusting would account for the later obduction of the Neh ophiolite onto the Lut Block. Last, metasediments recording contact

metamorphism, which are located in the vicinity of the granitoids intruding both the Lut block and the southermost exposures of the Neh ophiolitic complex, are inferred to be dated at ~50 Ma. Some of these rocks may testify to metamorphic conditions marking incipient collision in the Sistan orogen.

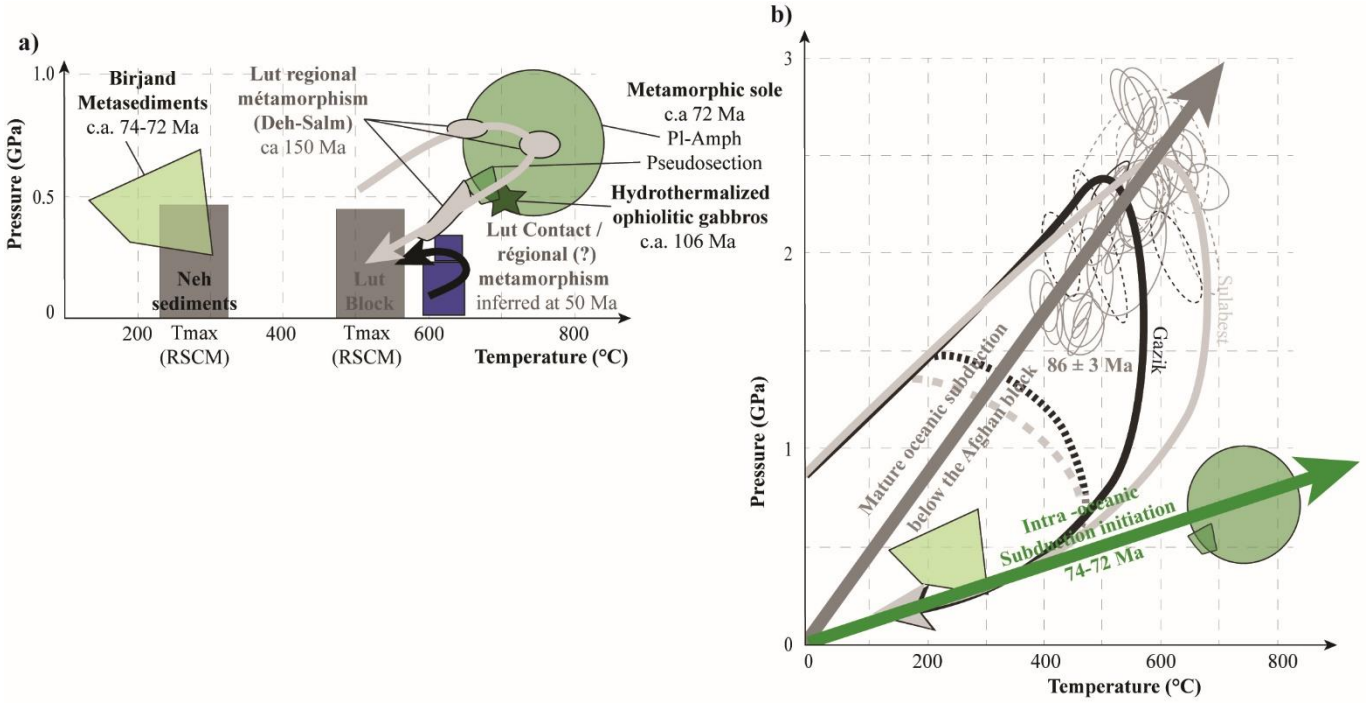


Figure 8.17. Major metamorphic events associated with the Sistan orogeny.**a)** Results provided by this study ; **b)** Comparison between the HP-BT Ratuk complex metamorphism (Fotoohi Rad et al., 2009, 2005; Angiboust et al., 2013; Bonnet et al., 2018;) and the green-schist to amphibolite metamorphism of the Neh complexe.

3. Tectonic evolution of the northern Sistan orogen and regional implications

Based on the synthetic cross-section of the northern Sistan orogen and the tectono-metamorphic events documented here (Figs. 8.3, 16, 17), the following section, together with Figure 8. 18, propose a tentative reconstruction of the main geodynamic stages of the Sistan orogeny, from the rifting stage to the present.

1. Rifting and slow-spreading ocean basin (Cretaceous)

The oldest evidence in support of an oceanic domain between the Lut and Afghan Blocks was provided by K-Ar dating of amphibole from a gabbroic intrusion at 124 Ma (Delaloye and Desmons, 1980), in agreement with the Early Aptian biostratigraphic ages of radiolarian chert interlayered with basalts in the ophiolitic sequence (~120 Ma; Western Unit, Sulabest area: Babazadeh and De Wever, 2004). Other age constraints obtained by biostratigraphy (of radiolarites: Ozsvárt et al., 2020), U-Pb zirgon dating of leucogabbro (Zarrinkoub et al., 2012)

or $^{40}Ar/^{39}Ar$ step heating of amphibole from gabbro (Fig. 8.13a) give a consistent (minimum) Albian age between 113 and 106 Ma for the ophiolite. This indicates that the rifting stage must predate the Early Aptian. As a result, the Barremian to Aptian Orbitolina limestone (Maurizot et al., 1990) found on both the Lut and Afghan Blocks could be broadly contemporaneous with the rifting of the Sistan ocean. Sediments found in the footwall of normal faults on the Afghan Block are nevertheless somewhat older, possibly pointing to an even earlier extension/rifting stage.

Geochemical investigations of the Sistan ophiolite show that the crustal section of the ophiolite, whenever present, essentially comprises N-MORB basalts and gabbros. Associated depleted harzburgite is interpreted as residual mantle, following melting. However, depending on the proxy used (i.e., #Cr in spinel, Ti in clinopyroxene or trace element modelling), contrasting degrees of partial melting were proposed to produce these N-MORB and/or the residual depleted harzburgite, from low (Zarrinkoub et al., 2012a) to high (Moazzen et al., 2006) and in one or several melting stages (Saccani et al., 2010). Some E-MORB were interpreted as coming from an interaction between the DMM and an enriched deeper source (Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012a), whereas rare, supra-subduction zone affinity magmatic rocks were interpreted as produced by a DMM source fluxed by subduction-derived fluids (Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012a). Our structural observations on the ophiolitic sequence show that the Sistan ophiolite exhibits all the characteristics of a fossil slow-spreading ocean, implying that the last partial melting stage was low (e.g.: Cannat et al., 2009; Lagabrielle et al., 2015; Eddy et al., 2017; Escartín et al., 2017), and that some of the early oceanic detachments are probably partly preserved (Fig. 8.18a).

2. Subduction beneath the Afghan margin (~90-55 Ma?)

Initiation of E- to NE-dipping subduction of the Sistan ocean below the Afghan Block is difficult to date and locate precisely, but several markers support its existence from at least 90 Ma (Turonian, Fig. 8.18a), and possibly before: (1) Peak burial of the blueschist and eclogite facies units of the Ratuk complex was dated at 86 ± 3 Ma by several methods (Bröcker et al., 2013; Kurzawa et al., 2017; Bonnet et al., 2018); (2) The flexural flysch basin, whose depocenter lies on the Afghan block, expands during the Senonian (Coniacian to Maastrichtian: 90-72 Ma; Tirrul et al., 1983; Maurizot et al., 1990a; 1990b); (3) Typical juvenile arc magmatic rocks and/or high silica adakites are intrusive or interbedded into the Sefidabeh flysch basin, the Western Unit and the HP-LT units. U-Pb dating on zirgon gave ages between c.a. 86 and 71 Ma for this magmatism (Zarrinkoub et al., 2012b; Jentzer et al., 2020). (4) The mains thrusts

indicate W/SW-vergent deformation. Unlike the HP-LT suture zone located between the Neh complex and the Afghan Block, no suture zone exists between the Neh complex and the Lut Block, making the hypothesis of a west-dipping subduction zone below the Lut Block (e.g., Pang et al. 2012) difficult.

After the formation of cold (7°C km^{-1}) eclogites, the formation of high silica adakites (requiring partial melting of the downgoing slab crust) reflects a change in the thermal regime of the subduction and points to a likely slab breakoff event at ~80 Ma (see discussion in Jentzer et al., 2020 ; Fig. 8.18b). Incidentally, the presence of high silica adakite dykes and sills intruding the Western Unit implies that this unit belonged to the upper plate of the subduction system. Since the Western Unit comprises non-metamorphosed ophiolitic rocks (i.e., serpentinized peridotite, gabbroic intrusions and basalts), it could either represent a portion of the Sistan ocean or a piece of forearc and/or ocean-continent transitional domain connected to the Afghan margin.

Assuming that the Sistan ocean opened at ~125 Ma and subduction started below the Afghan Block at 90 Ma, the slow-opening Sistan ocean (<~2cm.y^{-1}) was probably not wider than ~700 km.

3. Intra-oceanic subduction and obduction of the Neh complex (~73 Ma)

Two types of metamorphic rocks provide evidence for a specific deformation event affecting the Sistan ocean during the Upper Campanian: (1) The strongly schistosed, 10-20 m thick horizons of amphibolite facies metabasic and metasedimentary rocks underlying the ophiolite, best exposed in the south of the study area and near Sarbisheh (Fig. 8.4), with an inferred metamorphic age around 72 Ma (Fig. 8.15). Their structural characteristics and metamorphic peak, around 700°C ± 50 and 0.6-0.7 GPa (Fig. 8.14), suggest that they represent a metamorphic sole and therefore mark the initiation of intra-oceanic subduction (e.g., Wakabayashi and Dilek, 2003; Agard et al., 2016; Plunder et al., 2016; Guilmette et al., 2018; Dubacq et al., 2019); (2) The lawsonite-bearing metasediments located at the base of the ophiolitic Unit 2 (Figs. 8.7 and 11g), south of Birjand, with a coincident metamorphic age between 74 and 72 Ma, which indicate a synchronous intra-oceanic thrusting, though possibly of a lesser extent (i.e., with pressure of 0.4 GPa advocating for only ~15 km of burial). These tectono-metamorphic events are interpreted here to reflect initiation of intra-oceanic thrusting and/or subduction at 73 ±1 Ma, whose amplitude was larger in the eastern part of the study area (metamorphic soles; Sarbisheh, Malabad) than in the western part (lawsonite-bearing samples; Birjand ridge). This event si coeval with large-scale plate reorganization further east, with

Indian starting its northward migration and obduction of ophiolites east of the Afghan block (i.e., Bela and Muslim Bagh ophiolites, Gnos et al., 1997).

In order to account for the emplacement of the obducted Neh complex onto the Lut Block, this intra-oceanic subduction must have been dipping to the NE (in present-day coordinates, i.e. without correcting for the ~30° Cenozoic rotation; Mattei et al., 2015; Figs. 8.18c,d, 19). Further evidence may come from the existence of supra-subduction ophiolitic material reported in the south of the study area (near Barak; Saccani et al., 2010), but age constraints are lacking for now. Likewise, the ~71 Ma intrusive adakitic magmatism described in the Neh complex (Zarrinkoub et al., 2012b) could support intra-oceanic subduction, during which small volumes of adakitic melts can be produced by partial melting of the downgoing slab crust (<5-10% vol at 850°C; Agard et al., 2016).

At the same in the eastern part of the orogen, the HP-LT metamorphic units are already exposed as shown by the presence of unconformable Maastrichtian deposits (Bonnet et al., 2018). The HP-LT units were exhumed along the suture, and now exposed into the thinned Afghan margin, at 4 mm yr^{-1} on average. Lower Maastrichtian sedimentation in the innermost part of the orogen is characterized by a drastic regression (from deep Senonian flysch to Maastrichtian conglomerate and reefal limestone; section 5) leading to the individualization of distinct sedimentary basins, i.e. the Sefibadeh basin with shallower deposits than the finely laminated turbidites of the Neh basin (Tirrul et al., 1983).

These important changes could relate to the slowdown of the main NE-dipping subduction, as a result of the suspected ~80 Ma slab breakoff (Jentzer et al., 2020), and/or to some large-scale reorganization of regional geodynamics

4. End of obduction and onset of collision between the Lut and Afghan Blocks (~55-50 Ma)

After the beginning of intra-oceanic subduction at 74-72 Ma, another change occurs during the Eocene (Fig. 8.18e), marked by: (1) The change from Upper Paleocene flysch-dominated sediments to Eocene coarse grain continental conglomerates and molasse-type sediments (i.e., 'red beds'). In the SW part of the Neh complex, Eocene deposits are still fine grained with thin argilite layers, indicating a deeper environment than for the conglomerate deposits and suggesting southwestward migration of depocenters with time; (2) A deformation event is revealed by the unconformity of the Eocene deposits onto Paleocene sediments. Tirrul et al. (1983) recognized two stages of deformation of the Eocene deposits, whereas the Oligocene conglomerates are much less deformed; (3) Obduction movements, i.e. the respective

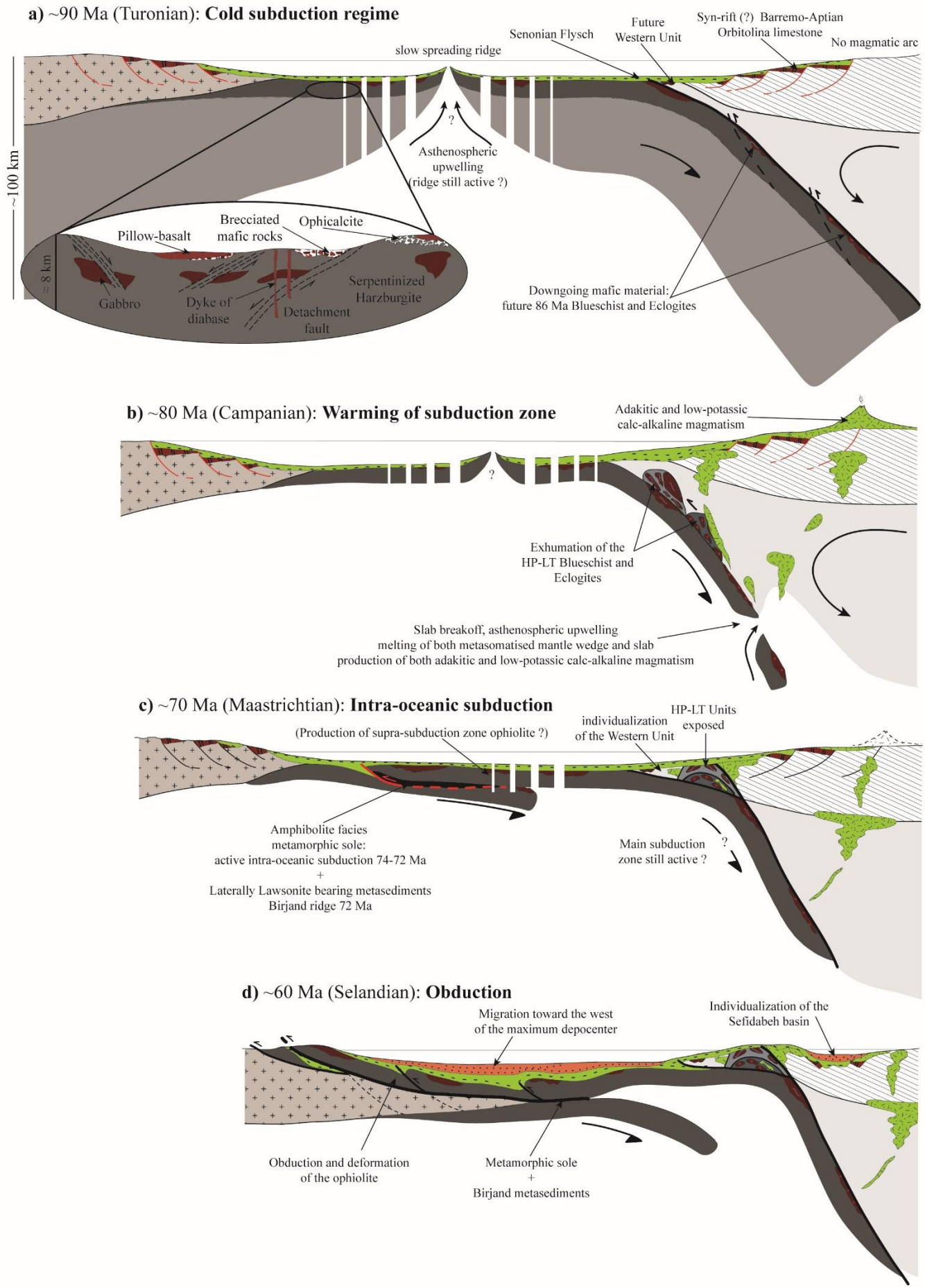
movements of the Lut Block and Neh complex, have largely ended by then (Fig. 8.18e) since a weakly deformed granitoid intrusion dated at 49.6 ± 0.2 Ma cuts through both units (Fig. 8.15l).

The change in sedimentary regime and the unconformity between the Paleocene and Eocene deposits suggest that the collision began during the Eocene, between ~55 Ma and 50 Ma (according to current biostratigraphic knowledge). Syn-kinematic emplacement of granitoids cutting through the odbuction nappe thrust could be associated with the first collisional movements.

5. Events following the onset of collision (after ~45 Ma)

A large calc-alkaline (to alkaline) magmatic production develops from the Mid-Eocene onwards (46-25 Ma; Fig. 8.18f, g). Two stages were identified (Camp and Griffis, 1982; Pang et al., 2013; Mohammadi et al. 2016): the older one (46-40 Ma; Lutetian) reflects mixed contributions from mantle and upper crustal sources. Partial melting of the upper crust was tentatively associated with the onset of lithospheric delamination; the younger one <30 Ma (Rupelian) has a dominant mantle source and was interpreted as resulting from complete delamination and formation of a wide asthenospheric window.

Shortening of the Sistan orogen prevailed during the first period (i.e. possible inception of delamination), as evidenced by the unconformity between the Oligocene and the Eocene deposits. In contrast, only minor shortening is observed after the beginning of the Oligocene (~30 Ma; Tirrul at al.,1983). Neogene conglomerates unconformably overlying older deposits indicate weak folding and faulting and reworking of earlier contacts (Walker and Khatib, 2006; Jentzer et al., 2017).


a) ~90 Ma (Turonian): Cold subduction regime
Senonian Flysch
Future Western Unit
Syn-rift (?) Barremo-Aptian Orbitolina limestone
No magmatic arc
slow spreading ridge
~100 km
Asthenospheric upwelling (ridge still active ?)
Pillow-basalt
Brecciated mafic rocks
Ophicalcite
≈ 8 km
Gabbro
Dyke of diabase
Detachment fault
Serpentinized Harzburgite
Downgoing mafic material: future 86 Ma Blueschist and Eclogites
b) ~80 Ma (Campanian): Warming of subduction zone
Adakitic and low-potassic calc-alkaline magmatism
Exhumation of the HP-LT Blueschist and Eclogites
Slab breakoff, asthenospheric upwelling
melting of both metasomatised mantle wedge and slab
production of both adakitic and low-potassic calc-alkaline magmatism
c) ~70 Ma (Maastrichtian): Intra-oceanic subduction
(Production of supra-subduction zone ophiolite ?)
individualization of the Western Unit
HP-LT Units exposed
Amphibolite facies metamorphic sole: active intra-oceanic subduction 74-72 Ma
+
Laterally Lawsonite bearing metasediments Birjand ridge 72 Ma
Main subduction zone still active ?
d) ~60 Ma (Selandian): Obduction
Migration toward the west of the maximum depocenter
Individualization of the Sefidabeh basin
Obduction and deformation of the ophiolite
Metamorphic sole
+
Birjand metasediments

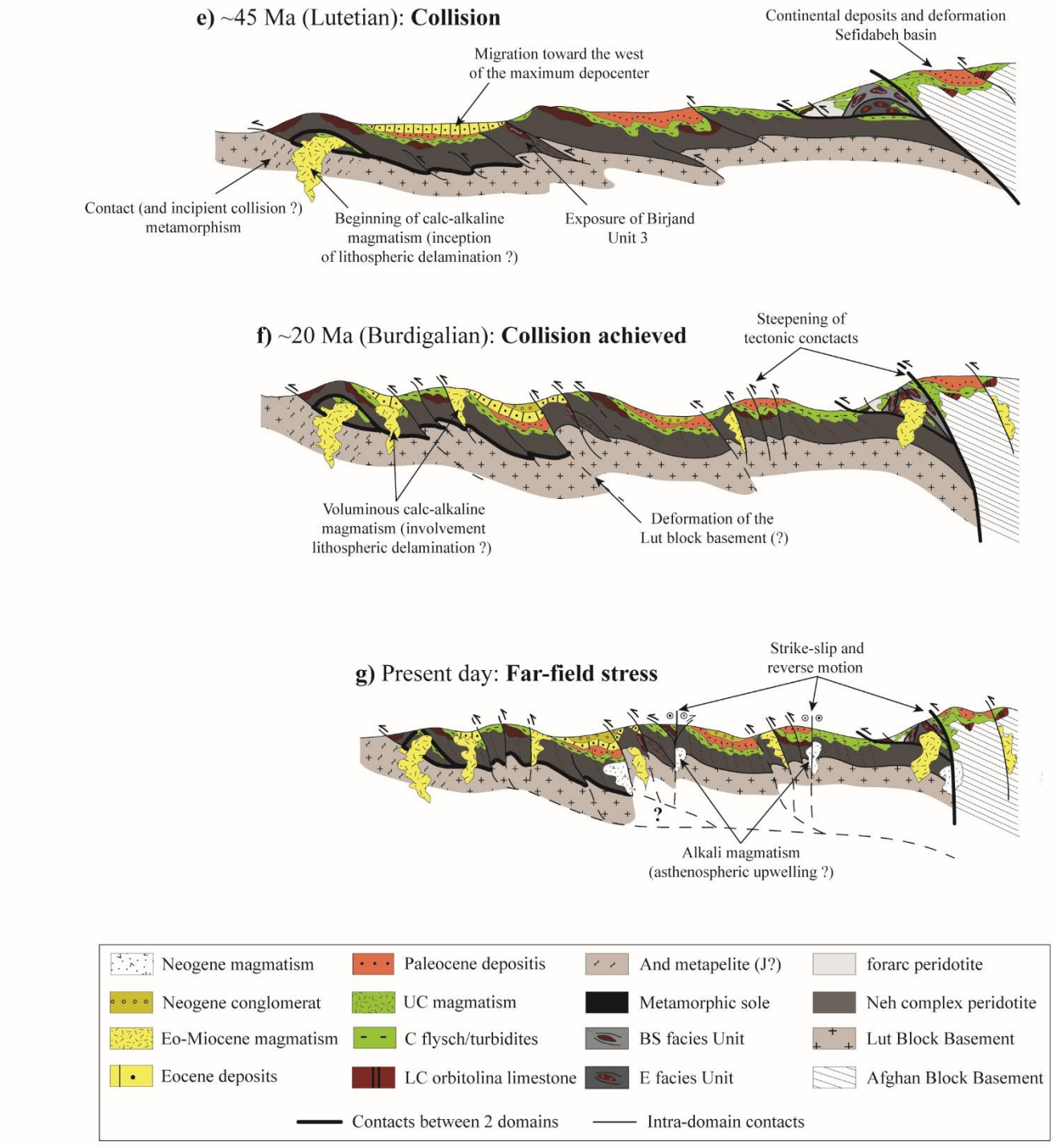


Figure 8.18. Tectonic reconstruction along NNE-SSW profile (located on Fig. 8.4) of the Sistan from the Turonian to the present day.

Tectono-magmatic events resumed from the Mid-Late Miocene onwards, as shown by alkaline magmatism along major strike-slip faults (marking asthenospheric upwelling along major lithospheric discontinuities;-e.g., Pang et al., 2012). Three groups of active faults were recognized: (1) N-S to NNE–SSW dextral strike-slip faults, which accommodated up to 95 km of motion; (2) ENE-WSW senestral conjugate faults and (3) NW–SE trending thrust faults. Walker et al. (2004) proposed that these faults initiated at 7-5 Ma (during the Messinian).

The dextral strike-slip faults likely accommodated the counterclockwise rotation of at least 35° which affected the Central Iranian microcontinent, including the Lut block, since the Mid-Late Miocene (Mattei et al., 2015). These deformations likely relate to the increase in the intensity of the Arabia-Eurasia collision since 15-10 Ma (Ballato et al., 2011), as shown by the progressive alignment of the main horizontal stress component across Iran and in the northern Sistan (Jentzer et al., 2017).

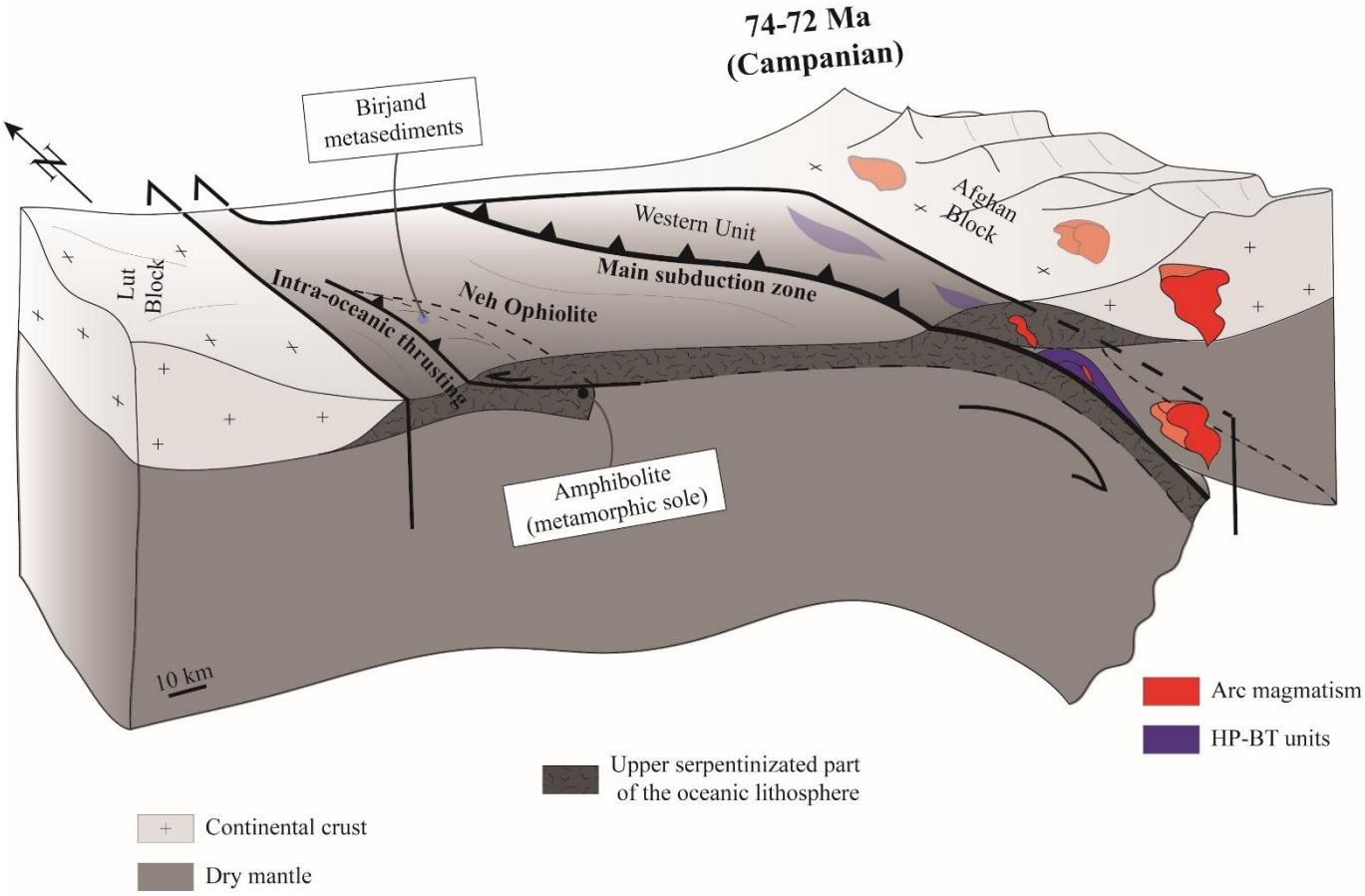


Figure 8.19. 3D block diagram emphasizing the initiation of intra-oceanic subduction between 74 and 72 Ma

4. Tectonic significance of the Sistan orogen within the Neotethyan realm

1. The Sistan ophiolite *vs* the other ophiolites of the 'Inner ophiolite belt'

The Sistan ophiolite is one amongst the many ophiolite belts preserved, across the Iranian territory, between the Neotethys and Paleotethys suture zones (Fig. 8.1b; Stöcklin, 1968; Moghadam and Stern, 2015). These Mesozoic ophiolitic domains (Table 8. 12 and references therein) have commonly been interpreted as marginal basins opened within the upper plate of the Neotethys subduction system, mostly during the Cretaceous (Agard et al., 2011), although their exact tectonic evolution and mutual relationships remain obscure. These (partly independent?) basins likely developed along inherited boundaries separating the Cimmerian Blocks.

The Sistan ophiolite is the most extensive, along with the Makran ophiolites (i.e., Band e Zeyarat, Fanuj-Makutan). Despite large uncertainties on the timing of their initiation, these ophiolitic basins can be collectively regarded as having lasted between ~140-120 and ~70-55 Ma and were already closed by the Paleocene to Eocene (Table 8. 12). A slightly diachronous opening of these basins is suspected, for example (i) to the north, in the Sabzevar domain (Late Jurassic?; Lindenberg and Groler, 1984; Omrani, 2017; Stöcklin, 1974), possibly coeval with the Waras Panjaw ocean in Afghanistan or the Caspian sea, or (ii) to the south in the Nain-Deshir-Baft-Bad e Zeyarat, Fanuj-Maskutan (145 Ma or older?; Saccani et al., 2018; Hunziker et al., 2015; Ghazi et al., 2004; Ghazi et al., 2012; Moghadam and Stern, 2015, Pirnia et al., 2020), but ages are still somewhat contradictory.

The Sistan differs in several ways: it is the only one exposing subduction-related cold HP-LT metamorphic rocks and arc magmatic rocks, km-scale unmetamorphosed slices of ophiolite from a former slow spreading ocean and rather extensive metamorphic soles. These specificities can be questioned: was the Sistan ocean initially larger or is it better preserved because of its orientation or because of different obduction processes (i.e., with respect to mechanisms and/or intensity)?

Contrary to the many ophiolites worldwide (Agard et al., 2016, 2020), most commonly formed in a supra-suduction zone environment (Dilek and Furnes, 2019), and to several other Neotethyan ophiolites (Semail, Nain-Baft), the metamorphic soles of Sistan only exhibit intermediate (MP-MT) conditions and in particular no granulite facies HT soles (Soret et al., 2017). The Sistan ophiolite is also different in that it is mainly N- to E-MORB-type, it is older than the metamorphic sole, no HP-LT metamorphism is observed in the underthrust continental margin and no significant extension postdates ophiolite emplacement (contrary to the Semail

ophiolite; Fournier et al., 2006; Hansmann et al., 2017; Ninkabou et al., 2021). Similar characteristics are found for the Sevan ophiolite (Hässig et al, 2015; Rolland et al., 2019).

A tentative explanation could be that the ~73 Ma intra-oceanic subduction within the Sistan ocean reached shallower depths than in the main Neotethys ocean, thereby never leading to the formation of a supra-suduction ophiolite like the Semail ophiolite. This could relate to the slow spreading character of the Sistan ophiolite, with a thick and weak serpentinized zone at its base hampering the formation of HT metamorphic soles and promoting strain localization at shallower depths compared to other large-scale ophiolites (hence without proper slabitization: Agard et al., 2020).

Location	Name	Size (km^2)	Protolith ages (biostrat./radiometric)	Structural organization	Mantle lithology	Crustal Lithology	Chemistry	Intepretation	Metamorphism	Intepretation	Post-ophiolite magmatism	Oldest unconformable sediments	References
E CEIM	**Sistan**	20 000	124-106 Ma	Kilometer scale slices	Harzburgite	Gabbroic intrusion Pillowed or massive basalt	N-MORB E-MORB OIB CA	Mid oceanic ridge activity Enriched mantle SSZ	1) Amphibolite: 700°C-0.65GPa 74-72 Ma; Lws bearing metasediments: 250°C-0.4GPa 72 Ma 2) HP-LT rocks at 86 Ma	1) Metamorphic sole or lattéral equivalent 2) Subudtion	1) CA and adakite Upper Cretaceous 2) CA Eo-Oligocene 3) Alcaline Miocene	Eocene conglomerate or sandy-limestone	Delaloye et Desmons, 1980 Saccani et al., 2010 Zarrinkoub et al., 2012a Pang et al., 2012 Pang et al., 2013 This study
NW CEIM	**Sabzevar Torbat-e-Heydarieh**	7 000	Upper Jurrasic; 101-75 up to 52.4 (?) Ma	kilometer scale slices and colored mélange	Harzburgite Wherlite	Gabbro Dikes of diabase Basaltic lavas	N-MORB E-MORB OIB IAT CA	SSZ	1) Blueschist: 420-500°C 1.3-1.55 GPa 54-51 Ma; 2) Granulite: 780°C-1.1-1.2 GPa 105 Ma	1) Blueschist subduction related (age?) 2) Granulite: metamorphic sole	CA and adakite at 45 Ma (flare up?) High Silica Adakite at 58 Ma (partial melting of slab, age?)	Eocene Nummulitic limestone	Lindenberg et Groler, 1984 Ghazi et al., 2004 Nasrabady et al., 2011 Khalatbari Jafari et al., 2013 Moghadam et al., 2014 Rossetti et al., 2014 Moghadam et Stern, 2015 Omrani, 2017 Kazemi et al 2019 Mazhari et al., 2019
SW CEIM	**Nain Ashin**	600	145-67 Ma or older up to 188 Ma (?)	Small tectonic slices and colored mélange	Harzburgite Lherzolite Dunite	Gabbro Dikes of diabase Massive and pillowed basalt	N-MORB IAT CA	SSZ	Amphibolite 113 Ma	Metamorphic sole	CA Cenozoïc	Paleocene limestone	Sharkovski et al., 1984 Ghazi et al., 2004 Moghadam et al., 2009 Shirdashtzadeh et al., 2010, 2015, 2020 Moghadam and Stern, 2015 Pirnia et al., 2020
SW CEIM	**Deshir Shahr-e-Babak**	150	101-67	Small tectonic slices and colored mélange	Harzburgite Lherzolite Pyroxenite	Gabbro Dikes of diabase Massive and pillowed basalt	N-MORB IAT CA	SSZ			CA Cenozoïc	Maastrichtian limestone	Ghazi et al., 2004 Moghadam et al., 2009, 2010 Moghadam et Stern, 2015
SW CEIM	**Balvard Baft Esfandagheh**	3 000	103-72	Small tectonic slices and colored mélange	Harzburgite	Gabbro Dikes of diabase Basaltic lavas	E-MORB CA IAT	SSZ			CA Cenozoïc	Maastrichtian limestone	Moghadam et al., 2009, 2011, 2013 Moghadam et Stern, 2015
N Makran	**Bad e Zeyarat Dar Anar**	20 000	145-111	Kilometer scale slices	Harzburgite	Gabbro Dikes of diabase Pillowed basalt	N-MORB E-MORB	SSZ	Blueschist: 300-380°C 0.9-1.4 Gpa 100-95 Ma CCW PT path	Blueschist: cold subduction related regime after amphibolitic metamorphism		Maastrichtian limestone	Ghazi et al., 2004 McCall, 1997, 2002 Hunziker et al., 2015, 2017 Omrani et al., 2017 Burg, 2018 Sepidbar et al., 2020
N Makran	**Fannuj Maskutan**	2 800	<140	Kilometer scale slices	Lherzolite Harzburgite	Gabbro Dikes of diabase Basaltic lavas	IAT (S) E-MORB (N)	SSZ				Maastrichtian limestone	McCall, 1997, 2002 Hunziker et al., 2015 Burg, 2018 Sepidbar et al., 2020

Table 8. 12. Comparison between the main inner ophiolite of Iran

2. Sistan orogeny within the Neothethyan realm

A qualititative paleotectonic reconstruction, with the aim to set back the tectonic evolution of the Sistan orogen with the larger Neotethyan realm and address uncertainties on the initial orientation of the Sistan ocean (see section 2), is proposed in Figure 8. 20. It places emphasis on:

(i) the opening of the Sistan basin around 125 Ma (Fig. 8.20b) and inception of the main Sistan subduction zone below the Afghan Block around 100-90 Ma, following the regional-scale plate reorganization (Agard et al 2006; Matthews et al., 2012) marked by other obduction events in the Neotethys (e.g., Turkey, Armenia, ~104-88 Ma; Zagros: Neyriz, 95 Ma; Lanphere and Pamic, 1983; Pourteau et al., 2018; Oman, between 104 and 95 Ma; Rioux et al., 2016; Guilmette et al., 2018; Burg, 2018 and references therein; Fig. 8.20c) and widespread blueschist exhumation (Monié and Agard, 2009; Angiboust et al., 2016). This age also corresponds to the beginning of the transform motion between India and Africa (Rodriguez et al., 2020 and references therein).

(iii) the initiation of intra-oceanic subduction within the Sistan oceanic domain at ~73 Ma, ultimately leading to the emplacement of the ophiolitic Neh complex onto the Lut Block. This period coincides with a second major reorganization of the eastern Neotethys and Indian ocean (Gaina et al., 2015), marked by the onset of fast convergence of the Indian continent towards Eurasia and obduction of the Masirah, Ra's Madehah, Bela, Muslim Bagh or Spontang ophiolites between 70 and 65 Ma (Gnos et al., 1997; Corfield et al., 2001; Fig. 8.20d).

During the mid-Jurassic, following Paleotethys closure and inception of Neotethys subduction, a magmatic arc starts forming at ~175 Ma along the Sanandaj-Sirjan and Bajgan-Durkan domains (Fig. 8.20a; e.g. Stampfli and Borel, 2002; Agard et al., 2011; Seton et al., 2012; Burg, 2018). Fragmentation of the upper plate starts in the Mid-Jurassic to the east of the future Sistan domain, with the opening of the back-arc Waras-Panjaw basin separating the Band-e Bayan and Helmand Blocks (Fig. 8.20a). A similar yet slightly younger (Mid to Late Jurassic) evolution affects the Iranian region, as shown by the opening of the south Caspian basin, possibly extending eastward to Sabzevar and Torbat-e-Heydarieh, and extensional movements in the Kopeh-Dagh (Stöcklin, 1974; Brunet et al., 2003; Robert et al., 2014;Omrani, 2017). To the south of the CEIM, the magmatic evolution advocates for back-arc extension at the rear of the Neotethyan subduction zone, in the future Makran region (Hunziker et al., 2015; Burg, 2018), in the Kandahar basin (Siehl, 2017) and possibly along the Sanandaj-Sirjan zone (Azizi and Stern, 2019).

During the Early Cretaceous (Fig. 8.20b), extensional movements lead to rifting and to the formation of the Fannuj ocean between the CEIM et Bajgan-Durkan (e.g. Pirnia, 2020; Sepidbar et al., 2020), extending to the northwest in the future Nain-Baft domain up to the Dorouneh-Grat Kavir fault, suspected to have been active at the time (e.g. Mattei et al., 2015). In contrast, on the Afghan side, the Waras-Panjaw ocean is progressively closing (Montenat, 2009). Opening of the Sistan basin in an oblique transtensional (pull-apart) setting, as shown in Figure 8. 20b, would explain the contrasting evolution between the Lut and Afghan transects, as well as its peculiar N-S orientation. Similar settings were proposed for the oceanic domain where the future Pakistani Bela and Muslim Bagh ophiolites formed along the Chaman fault or for the north-Somalia basin (Gaina et al., 2015), or in the Caiman sea (Leroy et al., 2000). This geometry would be consistent with the existence of a STEP fault (Govers and Wortel, 2005) separating the sinking Neotethyan slab across the present-day Neh fault.

Between 115 and 85 Ma, the Arabia-Eurasia convergence rate steadily increases and changes orientation (Fig.20c; e.g. Agard et al., 2006; DeMets et al., 2010), leading to a major reorganization in the Neotethys, with initiation of intraoceanic subduction zones at 105-95 Ma, leading to the formation and emplacement of several ophiolites and intraoceanic arcs (e.g. Guilmette et al., 2018; Pourteau et al., 2018; Bonnet et al., 2020). We relate these kinematic changes to the onset of closure of the Iranian marginal basins: to the north, the metamorphic evolution in the Sabzevar domain (through the presence of granulites similar to metamorphic soles; Rossetti et al., 2010) likely advocates for the onset of subduction, and the Waras-Panjaw ocean is closed (Montenat, 2009; Siehl, 2017). In the Nain-Baft domain, metamorphic soles marking closure were dated at 100-90 Ma (Shafai Moghadam et al., 2009). In the south, in the Makran region, arc magmatism is still active and blueschists are exhumed at 100-95 Ma (Burg, 2018), as along the southern Sanandaj-Sirjan zone (Agard et al., 2006; Angiboust et al., 2016). In the Sistan region, peak burial of blueschists and eclogites at ~86 Ma (Bröcker et al., 2013; Bonnet et al., 2018) indicates that subduction has been active since a few millions years at least.

During the Campanian (~75 Ma; Fig. 8.20d), most of the Iranian marginal basins are actively closing. The Sistan ocean records the onset of intraoceanic shortening at ~73 Ma, contemporaneous with the northward migration of India, changes in subduction dynamics and obduction movements marked by the emplacement of the Masirah, Muslim Bagh, Bela and Spontang ophiolites (Gnos et al., 1997; Corfield et al., 2001; Gaina et al., 2015). The Sistan ocean, probably due to its central location in the Neotethyan realm, appears to have strikingly recorded the major plate reorganizations at 100-90 Ma and 75-70 Ma which triggered the main obduction events of the Neotethys (Gnos et al., 1997; Agard et al., 2007; Gaina et al., 2015).

To the east of the Sistan domain, magmatic arcs form in the southern Afghan Block (Chagai Hills; Ras Koh, where small ophiolitic remnants are also found). Whether these represent accreted forearcs or formed within a lateral equivalent of the microcontinental Kabul Block is unknown (Siehl, 2017; Burg, 2018). Maastrichtian sediments unconformably overlying the Ras Koh, Makran, Baft and Deshir ophiolites indicate that these were obducted by then (later Paleocene sediments in the Nain ophiolite may indicate diachronous closure, younging towards the NW).

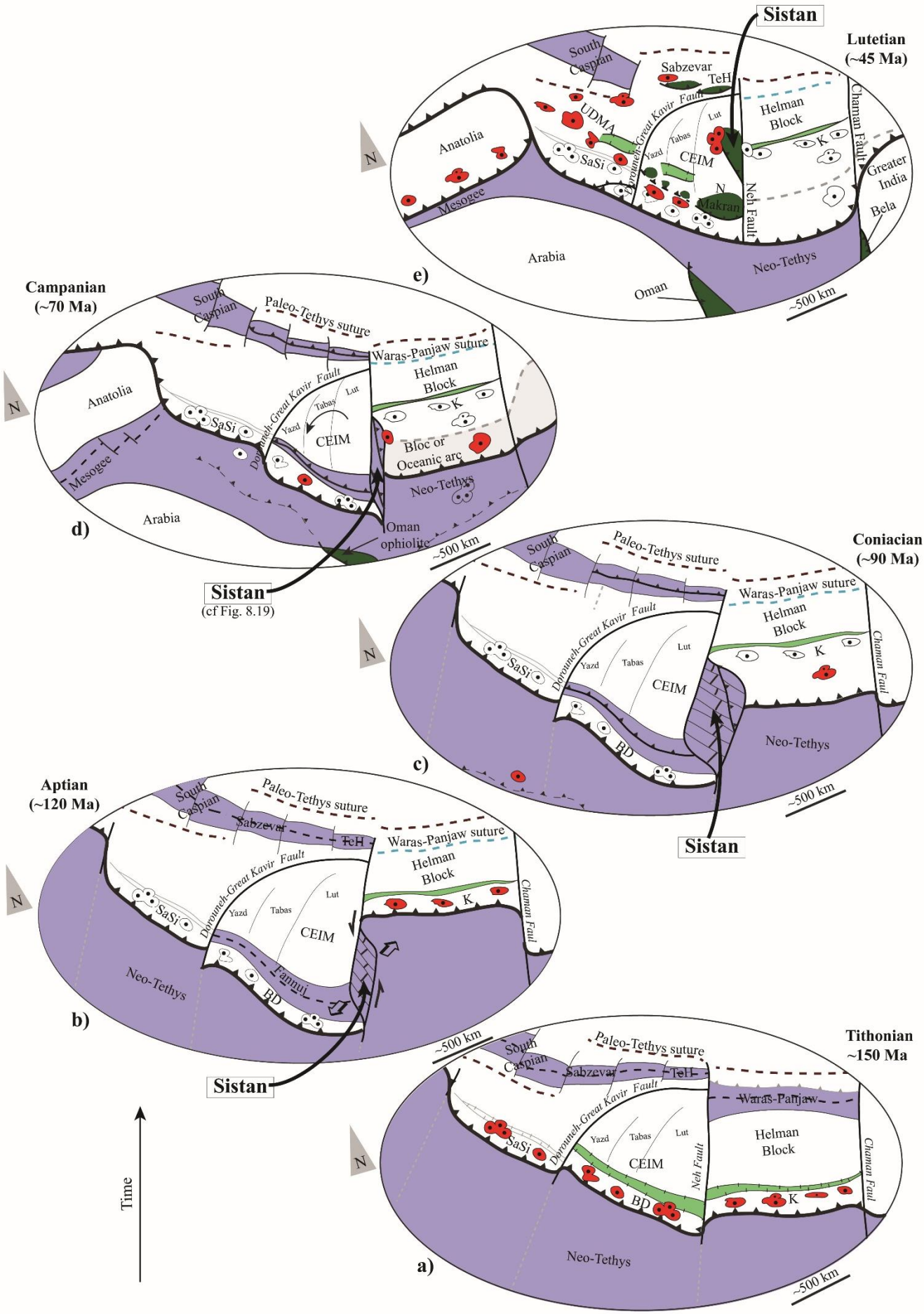


Figure 8.20. Tectonic evolution of the Sistan in the Tethyan real from Late Jurassic to Eocene

During the Lower Eocene, obduction of the Sistan and Sabzevar ophiolites is over, all Iranian marginal basins bassins are closed except the south Caspian basin. From the Eocene onwards, calc-alkaline magmatism affects most of Iran, along the Urumieh–Dokhtar arc, from the Alborz to Kopeh Dagh, and in the Lut Block west of Sistan (Fig. 8.20e). This episode reflects large-scale distributed extension triggered by lithospheric delamination and/or Neotethyan slab retreat (Omrani et al., 2008; Agard et al., 2011; Verdel et al., 2011; Rossetti et al., 2014).

8.2.11. Conclusions

(1) This study provides new insights on the units and structural organization of the Sistan orogenic belt. The Afghan Block and Western Unit occupy the highest structural position, through which the HP-LT suture zone is exposed as a tectonic window, while the Neh complex is represented by a continuous, weakly deformed ophiolite thrust to the SW over the Lut Block. Sediments of the Neh complex evidence a progressive southwestward migration of depocenters and burial (up to ~275°C on average) in a warm thermal gradient (50°C.km^{-1}). Major thrusts within the Neh complex dip to the NE and post-emplacement shortening is relatively modest (30-50 km). The ophiolitic part of the Neh complex, which attests to a former slow- to ultra-slow spreading ocean with extensive hydrothermal alteration, exposes in its basal part a 74-72 Ma metamorphic sole. Ophiolite emplacement was largely achieved by 55-50 Ma when granitoids intruded both the ophiolite and the Lut Block. Two types of metamorphism are observed in the Lut Block: contact metamorphism (andalusite/sillimanite- and biotite-bearing micashists) releated to the ~55-50 Ma granitoid intrusions, possibly lightly imprinted by later collision; regional metamorphism, marked by the presence of micashists and migmatites, dated at ca. 150 Ma and probably associated with the Mid- to Late Cimmerien events which affected Central Iran.

(2) Based on the tectono-metamorphic data and events documented here and literature data, a tentative reconstruction of the geodynamic evolution of the Sistan orogen is proposed: (i) between 124 and 90 Ma, and possibly earlier, the slow- to ultra-slow spreading Sistan ocean was active, suggesting a maximum width of ~700 km; (ii) since 90 Ma at least, NE-dipping subduction of the Sistan ocean below the Afghan margin was active: this was responsible for the flexural subsidence a deposition of the Senonian flyschs, the formation and exhumation of blueschists and eclogites and the emplacement of calc-alkaline and adakitic arc magmatism; (iii) between 74 and 72 Ma, an intra-oceanic NE-dipping thrusting or subduction was initiated,

as attested by metamorphic sole rocks, which ultimately led to the obduction of the Neh complex ophiolitic domain onto the Lut Block, largely completed by 55-50 Ma; (v) Eocene collision, marked by a drastic change in sedimentation, was only moderate, with around 30-40 km of shortening, and rather short-lived, being mostly achieved during the Oligocene. Later, post-collisional shortening was limited (probably ~10-20 km).

(3) In a Neo-Tethyan perspective, the comparison between the tectonic evolution of Sistan and those of the other Inner ophiolite belts of Central Iran suggests that: (i) the Sistan ocean formed as an independent pull-apart basin along an inherited transfer fault located between Iran and Afghanistan, as a result of transtensional movements and contrasting slab dynamics along the Neo-Tethyan subduction zone; (ii) the triggering of the ~90 Ma main subduction zone coincides with a major kinematic change (in both velocity and direction) within the Neo-Tethyan realm, coeval with the exhumation of Zagros and Makran blueschists and the obduction of the Western Tethyan ophiolites (e.g. Oman, Turkey); (iii) initiation of the 74-72 Ma intra-oceanic thrusting/subduction coincides with the obduction of the Eastern Tethyan ophiolites (e.g. Bela, Muslim Bagh, Spontang) and the closure of most of the Inner Iranian ophiolitic basins. The Sistan orogen, with its central position in the Tethyan realm, therefore appears to have recorded all the main tectonic stages accompanying Neo-Tethyan closure.

8.2.12. Appendix: Methods used

1. Analytical methods used

1. Mineral chemistry

The electron microprobes used for this study were Cameca SX-5 and SX-100 at Camparis (Sorbonne Université, 4 place Jussieu, 75005 Paris, France). Point measurements were made in classical analytical conditions (15 kV acceleration voltage and 10 nA beamcurrent allowing ~2 µm beam size in wavelength-dispersive spectroscopy mode) using diopside (Ca,Mg, Si), $MnTiO_3$ (Mn, Ti), orthoclase (K, Al), Fe_2O_3 (Fe), albite (Na) and Cr_2O_3 (Cr) as standards for calibration of elements indicated in parentheses. Elemental mapping has been carried out with identical voltage and an increased current (100 nA) with a counting time of 100 ms per point. Analyses were calibrated with the manufacturer's software using standards as point analyses (Pouchou and Pichoir, 1991). All analysis were sorted based on their structural formulae calculated with Fe^{3+} estimates using the method of Droop (1987) for garnet and clinopyroxene, and the method exposed in Leake et al. (1997) for amphibole. We considered all iron as ferric in epidote and lawsonite, and as ferrous in mica.

2. RAMAN spectroscopy and mineral determination

RAMAN spectroscopy on polished thin sections was used to identify the serpentine and the carbonate minerals. Following Schwartz et al, (2013), the spectral regions investigated to characterize serpentine species are from 150 to 1150 cm^{-1} and from 3600 to 3720 cm^{-1} because they include the lattice vibrational modes and the OH stretching mode region. The nature of carbonate material was determined using the spectral region between 600 to 800 cm^{-1} as indicated in Kontoyannis and Vagenas (2000).

2. Thermometric methods used

1. Raman spectroscopy on carbonaceous material: Tmax estimation

The Raman spectrum of carbonaceous materials (RSCM) between 1100 and 1800 cm^{-1} can exhibit a characteristic graphitic band at ~1580 cm^{-1} and four defect bands at ~1200 (D4), ~1350 (D1), ~1500 (D3) and ~1620 (D2) cm^{-1}. The increase of temperature during diagenesis and metamorphism induces a progressive and irreversible loss of the defect bands, thus for a temperature >655°C, all the organic matter is changed into pure graphite. Nowadays, several calibrated methods using Raman spectra allow to quantify the maximum temperature (Tm) reached by the carbonaceous materials (CM) between 150°C and 655°C with an intrinsic error

of ±50 °C (Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010; Kouketsu et al., 2014). In this study, we used for Tm ≥ 330°C the calibration from Beyssac et al. (2002) and the calibration from Lahfid et al. (2010) for Tm < 330°C.

Raman spectra were collected with a Raman microspectrometer (Renishaw inVia located at the ENS and at the IMPMC, both in Paris, France) on conventional petrographic thin sections. Textural position of the CM was carefully checked and the focus was made beneath the surface of a transparent adjacent grain to limit some potential parasitic effects. Analysis was performed in the center of the carbonaceous particles, using argon laser beam (514 nm, Spectra Physics) equipped with a LEICA 50 x magnification objective (0.5 numerical aperture) and using a circular polarization of the laser. The Raman scattered light was dispersed by wavelength using a holographic grating with 1800 lines/mm and detected by a CCD camera. The spectra were recorded in the 700 to 2000 cm^{-1} range (first order spectrum). For each samples between 11 and 20 coherent Raman spectra were obtained.

2. Ti in biotite: empirical thermometry

For metapelitic rocks saturated in Al, in Ti, and in Si (aluminosilicate, rutile or ilmenite and quartz bearing rock) and for biotite with XMg ≥ 0.275 and 0.04 < Ti < 0.6 apfu, the incorporation of Ti in octahedral sites of biotite depends on temperature. Henry (2005) proposed an empirical function linking Ti in biotite and temperature as defined in equation (A) with an uncertainty of ± 24°C. This relationship can be used between 0.3 and 0.6 GPa and 480 to 800°C. Presence of CM in the rock is recommended to use this geothermometer because CM buffers the oxygen and limits the formation of Fe^{3+}.

$$(A) \quad T = \left(\frac{\ln(Ti) - a - c(XMg)^3}{b}\right)^{0.333}$$

Where T is temperature in °C, Ti is the Ti content of the analysed biotite in apfu, XMg of the analysed biotite and a, b and c three adjustment coefficients respectively defined as:

a = -2.3594, b = $4.6482\ 10^{-9}$ and c = -1.7283.

3. Thermobarometric methods used

1. Plagioclase-amphibole

Holland and Blundy (1994) proposed an edenite-richterite thermometer (edenite + albite = richterite + anorthite), based on the exchange (Na Si)-(Ca Al) between amphibole and plagioclase as described in the equation B. This method can be used over a broad range of bulk rocks composition (with or without quartz), in a range of 400 to 1000°C and 0.1 to 1.5 GPa with an uncertainty around ± 40°C.

$$(B)\quad T=\frac{78.44 + Y_{ab\text{-}an} - 33.6\, X^{M4}_{Na} - (66.8\text{-}2.92P)X^{M2}_{Al} + 78.5X^{T1}_{Al} + 9.4X^{A}_{Na}}{0.071 - R \ln\left(\frac{27\, X^{M4}_{Na}\, X^{T1}_{Si}\, X^{pl}_{an}}{64\, X^{M4}_{Ca}\, X^{T1}_{Al}\, X^{pl}_{ab}}\right)}$$

Where the Yab-an term is given by: for Xab>0.5 then Yab-an = 3 kJ otherwise Yab-an = 12.0 (2Xab – 1) + 3 kJ, T is the temperature in Kelvins, P is the pressure in kbar and the $X^{\Phi i}$ terms denote the molar fraction of species (or component) i in phase (or crystallographic site) Φ.

Molina et al. (2015) proposed a barometer using the Al-Si partitioning between plagioclase and Ca-amphibole as described in equation (C). This method can be used over a broad range of bulk rocks composition (with or without quartz) but only with amphibole containing more than 0.02 apfu of Ti and more than 0.05 apfu of Al_{VI} , in a range of 650 to 1050°C and 0.15 to 0.23 GPa with an uncertainty ≤±0.2 GPa.

$$(C)\quad P = \frac{8.3144\, T \ln D^{pl/amph}_{Al/Si} - 8.7\, T + 23\,337\, X^{T1}_{Al} + 7\,579\, X_{ab} - 11\,302}{-274}$$

Where $Dpl/amph_{Al/Si} = (Xpl_{Al}/Xpl_{Si})/(Xamph_{Al}/Xamph_{Si})$: molar plagioclase/amphibole Al-Si partition coefficient, T is the temperature in Kelvins, P is the pressure in kbar and the $X^{\Phi i}$ terms denote the molar fraction of species (or component) i in phase (or crystallographic site) Φ.

Using both B and C equations for Ca-amphibole and plagioclase bearing metamorphic rocks, P-T conditions can be estimated between 650 and 1000°C and 0.1 to 1.5 GPa with an uncertainty of ± 40°C and ± 0.2 GPa.

2. Ti-Al amphiboles

In meta-basaltic rocks saturated in Ti, Al and Ti content of Ca-amphibole can be used to estimate semi-quantitatively P-T conditions (Ernst and Liu, 1998). This method has been tested for natural and experimental samples on a range of temperature between 400 and 1100°C and a range of pressure between 0 and 2.2 GPa but the best fit between this method and independent P-T estimations have been obtained for low grade metamorphism. Amphibole isopleths do not seem to be affected by small variations in bulk rocks composition. During cooling, the exsolution in amphibole of rutile, titanite or ilmenite which are Ti bearing phases can lead to an underestimation of the Ti content of the amphibole and must be taken into account.

3. GB and GBAQ: empirical thermobarometry

Wu (2017) proposed a garnet–biotite–aluminosilicate–quartz (GBAQ) geobarometer which can be used for a broad garnet and biotite composition and under P–T conditions from 450 to 950°C and from 0.1 to 1.7 GPa with a random error inferred to be around ±0.18 GPa. This geobarometer need to be used the type of aluminosilicate bearing in the rock and an estimated temperature which is obtained by the geothermometer garnet-biotite (GB) from Holdaway (2000). In this method the temperature is calculated with an estimated uncertainty of ±25°C, using the Fe-Mg partition coefficient between garnet and biotite and an estimation of pressure. GBAQ geobarometer and GB geothermometer can be simultaneously applied to iteratively estimate metamorphic P–T conditions. These methods are applied only for low value of ferric iron in biotite (around 11 ± 3 mol %) which can be buffered by ilmenite and/or graphite in the rocks. For samples without aluminosilcate, only GB geothermometer was used.

4. Thermodynamic modelling

Pseudosections were calculated using Perple_X (6.8.6 version, Connolly, 2005, 1990). with the internally consistent thermodynamic dataset and equation of state of H_2O used come from Holland and Powell (2011), the useful solution models and the bulk rocks composition here obtained after crushing, dissolution and ICP-OES iCap 6 500 analysis performed in Nancy CRPG (results on Table 8. 4). For metabasite sample (15b-15c), the system used was Na_2O–CaO–K_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–TiO_2 and the solution models considered were: amphibole, augite and melt with thermodynamic properties from Green et al. (2016), garnet, orthopyroxene, white mica, biotite, chlorite and ilmenite with thermodynamic properties from White et al. (2014), Holland and Powell (2011) for epidote, White et al. (2002) for titanite and Holland and Powell (2003) for feldspar. The amount of water was chosen at 1 wt%. All the iron

was considered as ferrous. For metapelitic samples (14-29a and 16-72) the system used was Na_2O–CaO–K_2O–FeO–MgO–MnO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–TiO_2 and the solution models considered were: garnet, chloritoid, staurolite, white mica, biotite, chlorite, ilmenite and melt with thermodynamic properties from White et al. (2014), Holland and Powell (2011) for epidote and Holland and Powell (2003) for feldspar. The amount of water was chosen at 2.5 wt% for sample 14-29a and 2 wt% for sample 16-72. All the iron was considered as ferrous. By minimizing Gibbs free energy, the software calculates for each desired P-T conditions the sTable 8. mineralogical assemblage and the composition of each solid solution. These models were compared to the natural mineral compositions obtained by microprobe analysis to estimate the P-T conditions of the mineral assemblages of our samples.

Sample	Nature	Latitude	Longitude	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	PF	Total
15b-15c	Amphibolite	31°59'58.7"	59°30'59.7"	53.1	1.46	15.4	10.6	0.16	4.86	9.5	3.45	0.17	0.67	99.5
14-29a	Migmatite	31°21'13.1"	59°31'53.4"	62.5	0.95	17.6	7.79	0.12	2.5	0.42	1.34	3.16	3.24	99.7
16-72	Micaschist	31°58'13.6"	59°29'08.0"	53.4	1.13	18.9	7.05	0.12	1.39	3.7	1.17	3.89	7.96	98.8

Table 8. 8.13 : Bulk rock composition used for pseudosection

5. Geochronology methods used

1. Ar-Ar

Samples were carefully chosen for dating so that: they bear minerals with enough K to be dated with the Ar–Ar method (white mica, biotite or amphibole) and these minerals constitute a well-understood paragenesis in the rock. Selected samples were crushed and sieved; single grains were handpicked under binocular microscope and cleaned in ultrasonic bath with acetone and distilled water. They were packaged in Al foils and irradiated for 40 hours in the core of the Triga Mark II nuclear reactor of Pavia (Italia) with several aliquots of the Fish Canyon sanidine standard (28.03 ± 0.08 Ma;Jourdan and Renne, 2007) as flux monitor. Argon isotopic interferences on K and Ca were determined by irradiation of KF and CaF_2 pure salt. Argon analyses were performed at Géosciences Montpellier (France) with two analytical devices that each consist of: (a) an IR-CO_2 laser of 100 kHz used at 5–15% during 60 s, (b) a lenses system for beam focusing, (c) a steel chamber, kept at 10^{-8}–10^{-9} bar, with a drilled copper plate, (d) an inlet line for purification of gases including two Zr–Al getters, (e) a multi-collector mass spectrometer (Argus VI fromThermo-Fisher). A custom-made software controls the laser intensity, the timing of extraction/purification and the data acquisition. To measure the Ar background within the system, one blank analysis was performed every three sample analyses. ArArCalc© v2.5.2 was used for data reduction and plotting. The one-sigma errors reported on

plateau, isochron and total gas ages include the error on the irradiation factor J. Atmospheric ^{40}Ar was estimated using a value of the initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ of 295.5.

2. U-Pb in titanite

In situ U-Pb analyses of titanites were performed by laser ablation split-stream inductively coupled plasma mass spectrometry (LASS ICP-MS, Kylander-Clark et al., 2013) at the University of California, Santa Barbara. Samples were ablated using a Photon Machines 193 nm ArF ultraviolet laser with a laser fluence of ~1 $J.cm^{-2}$, and U-Pb isotopes and trace elements were analysed simultaneously on the same 35 µm spots, using a Nu Instrument Plasma 3D multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICP-MS) and an Agilent 7700X quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometer (Q-ICP-MS), respectively. The laser was fired twice at 50% power to remove surface contamination and this material was allowed to wash out for 15 s. Samples were then ablated at 4 Hz for 15 seconds with a laser energy of 1 $J.cm^{-2}$. Analyses of unknowns were bracketed by analyses of matrix-matched titanite standard MKED (1518.87 ± 0.31 Ma isotope dilution thermal ionization mass spectrometry date; Spandler et al., 2016), which was used as a primary standard for U-Pb analyses. Secondary titanite standards BLR (1047.1 ±0.4 Ma concordia date; Aleinikoff et al., 2007), FC (28.395 ± 0.049 Ma Concordia date; Schmitz and Bowring, 2001) and Y17 (388.6 ± 0.5 Ma isotope dilution thermal ionization mass spectrometry data; Spencer et al., 2013) were included to monitor accuracy and internal error. We obtained ^{207}Pb-corrected $^{206}Pb/^{238}Pb$ ages (using Stacey-Kramers common Pb correction in IsoplotR; Vermeesch, 2018) of 1033.41 ± 3.43 Ma for BLR (n=17), 27.99 ± 0.14 for FC (n=10), and 391.94 ± 1.71 Ma for Y17 (n=11). These ages are accurate to within 1.3%, 1.4% and 0.8% of standard values, respectively.

All unknowns were additionally bracketed by analyses of international glass standard NIST612, that was used as a primary standard for trace elements (Pearce et al., 1997), using ^{44}Ca as the internal standard element (assuming 19.2 wt.% Ca). The spectra were reduced using Iolite v2.5 (Paton et al., 2011), error correlations were recalculated after Schmitz and Schoene (2007), and discordia ages were calculated using IsoplotR (Vermeesch, 2018).

9. Discussion : place du Sistan dans les ophiolites téthysiennes

Dans ce chapitre, les principaux apports des approches mises en œuvre dans l'étude de la chaîne du Sistan vont être brièvement rappelés, notamment pour évoquer les perspectives qui découlent de ce travail et pour aller plus loin dans la compréhension de cet orogène. Dans un second temps nous confronterons nos résultats aux travaux réalisés sur les autres ophiolites internes d'Iran afin de proposer un nouveau scénario de mise en place de l'ensemble de ces ophiolites. Enfin, nous comparerons le Sistan aux grandes ophiolites Téthysiennes pour analyser ce qu'elle apporte à la compréhension des modalités de mise en place des ophiolites.

9.1. Bilan de nos résultats et perspectives d'étude dans le Sistan

9.1.1. Bilan de nos résultats

L'essentiel des résultats acquis au cours de ce travail de thèse a déjà fait l'objet d'une discussion détaillée dans chacun des paragraphes précédents, notamment dans les articles publiés ou en cours de préparation. Seul un résumé des apports de chaque approche est ici rappelé.

L'étude structurale a permis de montrer, pour les zones internes, que le Bloc Afghan constitue bien la plaque supérieure du système de convergence, et que la suture de HP-BT affleure en fenêtre au sein des unités rattachées au Bloc Afghan. La structure des zones externes montre une migration des bassins sédimentaires vers le SW au cours du temps, et que le socle du complexe de Neh est constitué d'une ophiolite qui repose sur le Bloc du Lut. Enfin, la déformation d'ensemble montre une vergence principale vers le SW et peut être estimée entre 30 et 50 km après l'obduction.

L'étude microtectonique a permis de caractériser l'orientation des contraintes principales des dernières phases de déformation. Ainsi, depuis le Miocène supérieur, la contrainte principale a subi une rotation antihoraire de 65° passant d'une orientation N090° au Miocène à N025° actuellement. Cette rotation peut être interprétée comme une réponse à l'augmentation de la contrainte principale issue de la zone de collision du Zagros, qui s'accentue depuis ~10 Ma et qui est actuellement orientée selon la direction N025°.

L’étude des bassins sédimentaires a montré une migration des dépocentres vers le SW au cours du temps. Les données RAMAN acquises sur les sédiments du complexe de Neh pourraient s’expliquer pour l'essentiel par un enfouissement dans un gradient thermique assez chaud.

L’étude des structures internes de l’ophiolite révèle que la dorsale de l’océan du Sistan fut de type lente (voire ultra-lente). Sa géochimie plaide en faveur d’une source mantellique appauvrie produisant des N-MORB à laquelle s’ajoute une source mantellique enrichie. Les données géochimiques de certains éléments traces suggèrent une possible mais très légère contamination par des fluides qui seraient issus de la déshydratation d’un panneau plongeant.

L’étude du magmatisme Sénonien, dans la partie Est de la chaîne, montre qu’il est bimodal, avec un magmatisme calco-alcalin pauvre en potassium issu de la fusion d’un manteau appauvri contaminé par des fluides issus de la déshydratation d’un panneau plongeant en zone de subduction. Ces roches magmatiques constituent donc l’arc magmatique juvénile de la subduction du Sistan vers l’Est sous le Bloc Afghan. Des adakites riches en silice se mettent aussi en place à la même époque, y compris dans l’Unité de l’Ouest. Ces adakites sont issues d’un mélange entre des magmas issus de la fusion du manteau contaminé par des fluides de la zone de subduction et des liquides issus de la fusion partielle profonde de la partie crustale du panneau plongeant. Cette fusion locale du panneau plongeant pourrait s’expliquer, à ce moment de la convergence lithosphérique, par son réchauffement liée à une remontée d’asthénosphère dans une fenêtre produite par la rupture du panneau plongeant.

L’étude tectono-métamorphique de la zone de suture de HP-BT montre des écailles constituées de mélange de blocs de degrés métamorphique divers dans une matrice serpentineuse. Cet écaillage de la partie supérieure du panneau plongeant est suivi d’une remontée rapide des unités ainsi détachées.

Enfin, la présence d’une semelle métamorphique en dessous des ophiolites du complexe de Neh, datée entre 74 et 72 Ma, suggère l’initiation d’une subduction intra-océanique dans l’océan du Sistan. Cette subduction est vraisemblablement responsable de l’obduction de l’ophiolite de Neh sur le bloc du Lut. Cette mise en place est achevée à 50 Ma, âge d’un granitoïde intrudant à la fois l’ophiolite et le Bloc du Lut. Le métamorphisme de contact au sein des sédiments du Bloc du Lut, même s'il n'a pu être daté, est sans doute à rattacher à ce type

d'intrusion. Une seconde paragenèse pourrait éventuellement représenter l'empreinte d'un métamorphisme de collision très modeste.

9.1.2. Perspective d'étude dans le Sistan

L'acquisition de nouvelles datations biostratigraphiques serait utile au moins sur les flysch sénoniens (période allant du Coniacien au Campanien, soit plus de 15 Ma) et les dépôts Eocène. Dans les flysch sénoniens, le recours à la datation par nanofossiles calcaires semble possible et permettrait de mieux contraindre l'âge de mise en place de ce bassin subsident, et de préciser l'âge du magmatisme d'arc. Dans les dépôts éocènes, ces datations pourraient être réalisées sur des Nummulites présentes dans le carbonate gréseux, à travers les nanofossiles calcaires dans les parties les plus distales et les restes de Mammifère dans les conglomérats continentaux. Ces datations biostratographiques permettraient de mieux contraindre l'âge de la collision.

Des datations radiochronologiques U-Pb sur zircon du magmatisme Sénonien permettraient de mieux contraindre la phase de subduction. Des datations complémentaires U-Pb sur sphène (in situ) sur les roches métamorphiques de la semelle ophiolitique permettrait de confirmer l'âge de la subduction intra-océanique. D'autres datations radiochronologiques Rb-Sr sur biotite et mica blanc (in situ) pourraient aider à affiner l'âge de la collision en datant le métamorphisme du Lut proche du complexe de Neh.

De nouvelles données géochimiques (1) sur les adakites Crétacé supérieur présumées (Zarrinkoub et al., 2012b) du complexe de Neh nous renseigneraient sur leur origine et, à défaut de la formation d'une ophiolite de type supra-subduction comme celle de Sémail, en Oman (Rioux et al., 2016; Agard et al., 2020), à savoir si une fusion du panneau plongeant a eu lieu lors de l'initiation de la subduction intra-océanique ; (2) sur les plutons Eocène recoupant l'ophiolite et le complexe du Neh, elles pourraient fournir des informations sur leur source (contribution mantellique sans/et/ou contribution continentale) et leur modalité de mise en place, en relation avec la collision ou non.

Enfin, un travail de terrain devrait se poursuivre pour rechercher puis caractériser les traces du rifting qui jusqu'à présent demeurent inconnues.

9.2. Les ophiolites du Sistan et leur rapport avec les bassins ophiolitiques internes d'Iran

Comme évoqué dans le contexte géologique, Stöcklin propose dès 1974 de séparer les ophiolites iraniennes en deux catégories (Figure 9.1) :

-Les ophiolites externes soulignant les sutures de la Paléo-Téthys au Nord et celles de la Néo-Téthys au Sud (cf. Chapitre 2).

-Les ophiolites internes marquant la fermeture de bassins marginaux reliés à la dynamique de la Néo-Téthys, qui peuvent être divisées en quatre ensembles : (1) celles du Sistan ; (2) celles au Nord de l'Iran Central ; (3) celles au SW du CEIM et (4) celles du Nord Makran. Un rappel de leurs principales caractéristiques, décrites au Chapitre 2, est présenté sous la forme du Tableau 9.1.

L'objectif de ce paragraphe est de discuter de la position géographique relative des ophiolites internes d'Iran au cours du temps.

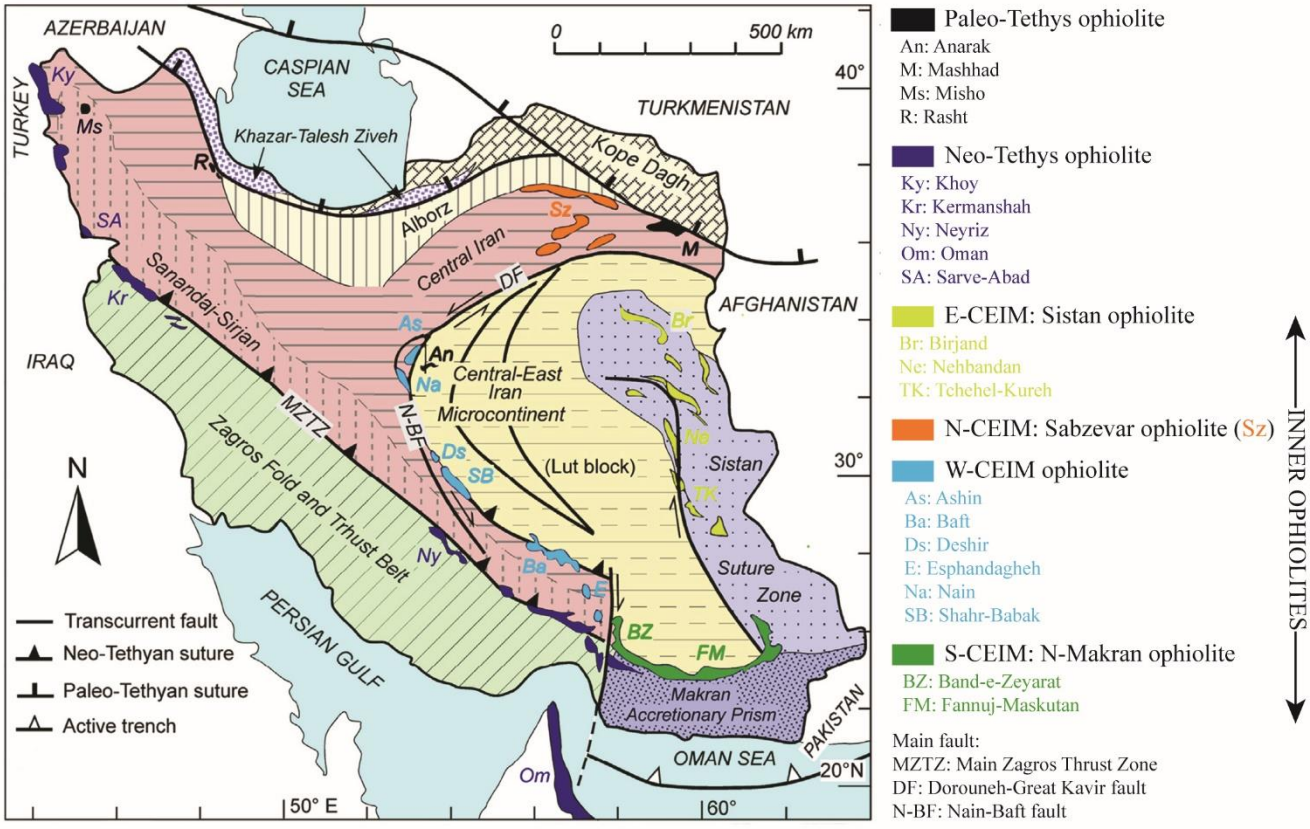


Figure 9.1 : localisation cartographique des principales ophiolites Iraniennes (plus celle d'Oman ; modifié d'après Pirnia et al., 2020)

Location	Name	Size (km²)	Protolith ages (biostrat./radiometric)	Structural organization	Mantle lithology	Crustal Lithology	Chemistry	Intepretation	Metamorphism	Intepretation	Post-ophiolite magmatism	Oldest unconformable sediments	References
E CEIM	**Sistan**	20 000	124-106 Ma	Kilometer scale slices	Harzburgite	Gabbroic intrusion Pillowed or massive basalt	N-MORB E-MORB OIB CA	Mid oceanic ridge activity Enriched mantle SSZ	1) Amphibolite: 700°C-0.65GPa 74-72 Ma; Lws bearing metasediments: 250°C-0.4GPa 72 Ma 2) HP-LT rocks at 86 Ma	1) Metamorphic sole or lattéral equivalent 2) Subudtion	1) CA and adakite Upper Cretaceous 2) CA Eo-Oligocene 3) Alcaline Miocene	Eocene conglomerate or sandy-limestone	Delaloye et Desmons, 1980 Saccani et al., 2010 Zarrinkoub et al., 2012a Pang et al., 2012 Pang et al., 2013 This study
NW CEIM	**Sabzevar Torbat-e-Heydarieh**	7 000	Upper Jurrasic; 101-75 up to 52.4 (?) Ma	kilometer scale slices and colored mélange	Harzburgite Wherlite	Gabbro Dikes of diabase Basaltic lavas	N-MORB E-MORB OIB IAT CA	SSZ	1) Blueschist: 420-500°C 1.3-1.55 GPa 54-51 Ma; 2) Granulite: 780°C-1.1-1.2 GPa 105 Ma	1) Blueschist subduction related (age?) 2) Granulite: metamorphic sole	CA and adakite at 45 Ma (flare up?) High Silica Adakite at 58 Ma (partial melting of slab, age?)	Eocene Nummulitic limestone	Lindenberg et Groler, 1984 Ghazi et al., 2004 Nasrabady et al., 2011 Khalatbari Jafari et al., 2013 Moghadam et al., 2014 Rossetti et al., 2014 Moghadam et Stern, 2015 Omrani, 2017 Kazemi et al 2019 Mazhari et al., 2019
SW CEIM	**Nain Ashin**	600	145-67 Ma or older up to 188 Ma (?)	Small tectonic slices and colored mélange	Harzburgite Lherzolite Dunite	Gabbro Dikes of diabase Massive and pillowed basalt	N-MORB IAT CA	SSZ	Amphibolite 113 Ma	Metamorphic sole	CA Cenozoïc	Paleocene limestone	Sharkovski et al., 1984 Ghazi et al., 2004 Moghadam et al., 2009 Shirdashtzadeh et al., 2010, 2015, 2020 Moghadam and Stern, 2015 Pirnia et al., 2020
SW CEIM	**Deshir Shahr-e-Babak**	150	101-67	Small tectonic slices and colored mélange	Harzburgite Lherzolite Pyroxenite	Gabbro Dikes of diabase Massive and pillowed basalt	N-MORB IAT CA	SSZ			CA Cenozoïc	Maastrichtian limestone	Ghazi et al., 2004 Moghadam et al., 2009, 2010 Moghadam et Stern, 2015
SW CEIM	**Balvard Baft Esfandagheh**	3 000	103-72	Small tectonic slices and colored mélange	Harzburgite	Gabbro Dikes of diabase Basaltic lavas	E-MORB CA IAT	SSZ			CA Cenozoïc	Maastrichtian limestone	Moghadam et al., 2009, 2011, 2013 Moghadam et Stern, 2015
N Makran	**Bad e Zeyarat Dar Anar**	20 000	145-111	Kilometer scale slices	Harzburgite	Gabbro Dikes of diabase Pillowed basalt	N-MORB E-MORB	SSZ	Blueschist: 300-380°C 0.9-1.4 Gpa 100-95 Ma CCW PT path	Blueschist: cold subduction related regime after amphibolitic metamorphism		Maastrichtian limestone	Ghazi et al., 2004 McCall, 1997, 2002 Hunziker et al., 2015, 2017 Omrani et al., 2017 Burg, 2018 Sepidbar et al., 2020
N Makran	**Fannuj Maskutan**	2 800	<140	Kilometer scale slices	Lherzolite Harzburgite	Gabbro Dikes of diabase Basaltic lavas	IAT (S) E-MORB (N)	SSZ				Maastrichtian limestone	McCall, 1997, 2002 Hunziker et al., 2015 Burg, 2018 Sepidbar et al., 2020

Tableau 9.1 : Caractéristiques principales des ophiolites internes d'Iran

9.2.1. Discussion sur les corrélations inter-ophiolites possibles

La synthèse présentée en Chapitre 2 et le Tableau 9.1 ci-dessus permettent de proposer des corrélations entre les différentes ophiolites internes de l'Iran. Dans la mesure du possible les corrélations potentielles avec les bassins adjacents hors Iran seront signalées.

1. Corrélation possible entre les ophiolites Sud et du Sud-Est du CEIM

Il apparait que les ophiolites dans le nord Makran (Ghazi et al., 2004; Moghadam and Stern, 2015) et à Nain (Pirnia, 2020) présentent les âges les plus anciens, autour de 145 Ma. Par ailleurs, entre Zagros et Makran, il existe actuellement une zone de faille (faille de Minab) qui constitue la zone de transition entre la collision du Zagros et la subduction encore active dans le Makran (e.g. Regard et al., 2010, 2005). En annulant le décalage dextre de la faille de Minab, les ophiolites du N-Makran et celles de Nain à Esfandagheh forment un alignement N125-N095 dans leur position actuelle. Enfin, les lithologies de ces ophiolites et leur géochimie sont proches. Il serait donc possible d'envisager qu'elles puissent former un unique bassin océanique ouvert au Crétacé inférieur et orienté N160-N130 en tenant compte des 35° de rotation anti-horaire du CEIM au Miocène (Mattei et al., 2015).

Il est toutefois possible de faire deux objections principales à ce regroupement, pour des problèmes de structure générale et d'âge : (1) En effet, les ophiolites du N-Makran présentent des unités tectoniques pluri-kilométriques cohérentes (d'autant plus si elles constituent le substratum du Jaz Murian comme proposé dans Burg, 2018 ou Sepidbar et al, 2020) alors que celles de Nain à Baft ne sont représentées que par des écailles tectoniques de dimension plus restreinte (e.g. Pirnia et al, 2020). (2) Les âges les plus anciens connus à Deshir et Baft sont respectivement de 101 et 103 Ma (Moghadam and Stern, 2015), bien qu'un âge assez discordant de 188 Ma, par la méthode K-Ar sur roche totale, ait été rapporté dans Nain (dans Sharkovski et al., 1984 repris dans Ghazi et al., 2004 et Shirdashtzadeh et al., 2015).

La différence d'organisation générale de ces deux ensembles d'ophiolite pourrait s'expliquer par une déformation des unités océaniques de Nain à Baft le long des failles actives du Dorouneh-Great Kavir (comme proposé par Zanchi et al., 2009 pour la région adjacente d'Anarak) et/ou pourrait résulter d'une hétérogénéité initiale au sein de ce bassin océanique. Pour ce qui est des datations, il faut signaler le faible nombre de datations faites sur les zones de Deshir et de Baft et uniquement mentionnés dans la synthèse de Moghadam et Stern (2015).

Par ailleurs, les données métamorphiques indiquent que ces ophiolites ont pu être obductées suite à la création d'une zone de subduction intra-océanique pouvant induire la formation d'une ophiolite de type SSZ plus jeune que l'âge d'initiation de cette subduction (e.g. Corfield et al., 2001; Agard et al., 2020; Bonnet et al., 2020). En effet, au niveau de Nain, des amphibolites datées à environ 113 Ma de Nain ont été interprété comme représentant des semelles métamorphiques (Larvet, pers. comm.). A Bad-e-Zeyarat, les chemins P-T de schiste bleus datés entre 100-95 Ma sont anti-horaires avec une phase de métamorphisme dans le facies amphibolitique puis un métamorphisme schiste bleu plus froid (Hunziker et al., 2017). Ce type d'évolution a déjà été décrit sur les semelles métamorphiques de Turquie (Plunder et al., 2016) et pourrait être interprété comme le refroidissement d'une zone de subduction intra-océnique juvénile.

L'existence de cet unique bassin potentiel trouverait des extensions latérales possibles. Ainsi du coté Afghan, à l'Est, au Crétacé inférieur (probablement Berriasien à Hauterivien) se met en place dans la partie Sud du bloc de Helmand l'arc magmatique de Kandahar, interprété comme un bassin d'arrière-arc non océanisé (Boulin, 1991; Montenat, 2009; Siehl, 2017). De même, à l'Ouest, au niveau de la zone de Sanandaj-Sirjan, des études proposent que le magmatisme Jurassique moyen à Crétacé inférieur, initialement interprété comme un magmatisme d'arc (e.g. Berberian, and Berberian 1981; Shahbazi et al., 2010; Fazlnia et al., 2013), puisse être un témoin d'une phase de rifting à cette époque (Hunziker et al., 2015; Burg, 2018; Azizi and Stern, 2019).

2. Connexion possible entre Sabzevar, la Caspienne et le Waras-Panjaw

Les ophiolites de Sabzevar, contrairement aux autres ophiolites internes d'Iran, n'encadrent pas directement le CEIM mais se trouvent au Nord de la faille du Dorouneh-Great Kavir. Sur la base de données paléomagnétiques, Mattei et al. (2015) proposent que le CEIM a subi une rotation anti-horaire homogène de 30° probablement dès le Crétacé inférieur impliquant que les trois blocs du CEIM (Tabas, Yazd et Lut) aient déjà été accolés mais indépendants du reste de l'Iran central. Ce décrochement au sein des blocs Cimmériens se ferait très probablement grâce à la faille du Dorouneh-Great Kavir. Il parait donc peu probable que les ophiolites bordant le S, SW et l'E du CEIM aient été en relation avec celles de Sabzevar.

Par ailleurs, les âges les plus anciens proposés pour l'ophiolite de Sabzevar sont Jurassique supérieur (Stöcklin, 1974; Lindenberg and Groler, 1984; Omrani, 2017), ce qui

semble trop ancien pour pouvoir les relier directement au Sistan, aux ophiolites du Makran ou à celles de Nain à Baft. Par contre un âge Jurassique supérieur a été proposé pour l'ouverture du bassin Sud Caspien (Allen et al., 2003 ; Brunet et al., 2003) et une phase d'extension est décrite dans tout le Kopeh-Dagh au Jurassique moyen (Robert et al., 2014). De même, en Afghanistan central, le bassin océanique du Waras-Panjaw est supposé ouvert dès le Jurassique moyen et se fermerait au Crétacé inférieur (Siehl, 2017).

Il serait donc envisageable que l'ouverture océanique progresse du ESE vers le WNW depuis le Waras-Panjo Afghan vers l'Iran et les bassins océaniques de Sabzevar et de la mer Caspienne Sud.

3. Le Sistan : un bassin indépendant

Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'existe pas d'âge plus ancien que 124 Ma (Delaloye and Desmons, 1980) pour les ophiolites du Sistan, en faisant l'ophiolite la plus jeune des ophiolites de l'Iran Central.

Par ailleurs, l'orientation des rides ophiolites est actuellement autour de N140 dans le Sistan. En considérant, suivant Mattei et al. (2015), que ces ophiolites aient subi une rotation d'environ 35° depuis le Miocène, elles devaient avoir une orientation quasiment N-S, différente des orientations des ophiolites de Sabzevar, du SW-CEIM ou du N-Makran.

Enfin, seul le Sistan présente des traces d'une véritable semelle métamorphique datée entre 74 et 72 Ma indiquant une initiation de subduction intra-océanique à cette époque.

Pour toutes ces raisons, le Sistan est ici considéré comme indépendant des autres ophiolites d'Iran Central.

9.2.2. Proposition d'évolution tectonique de l'Iran central du Jurassique supérieur à l'Eocène

Après la fermeture de la Paléo-Téthys, au Trias supérieur, les blocs Cimmériens détachés depuis le Trias inférieur du Gondwana sont accolés à la Laurussia (e.g. Sengor et al., 1988; Stampfli and Borel, 2002; Seton et al., 2012). Au Sud, la Néo-Téthys commence sa fermeture par subduction vers le Nord, au Jurassique inférieur, avec comme conséquence en Iran le développement dès 175 Ma d'un arc magmatique au niveau de Sanandaj-Sirjan et de Bajgan-Durkan (e.g. Stampfli and Borel, 2002; Agard et al., 2011; Seton et al., 2012; Burg, 2018).

A partir du Jurassique moyen, coté Afghan, la plaque supérieure se fragmente aboutissant à l'ouverture du bassin arrière-arc du Waras-Panjaw qui sépare les blocs de Band-e Bayan et de Helmand. Cette extension en Iran Central semble un peu plus récente, datant probablement du Jurassique supérieur. Elle se manifeste au Nord par l'ouverture du bassin Sud Caspien se prolongeant probablement jusqu'à Sabzevar et Torbat-e-Heydarieh et par des marqueurs d'extension dans le Kopeh-Dagh au Jurassique terminal (Figure 9.2a; Stöcklin, 1974; Brunet et al., 2003; Robert et al., 2014;Omrani, 2017). A la même époque le Sud de l'Iran présente une évolution du magmatisme indiquant le début d'une phase de rifting, ou du moins d'extension, au Sud du CEIM qui se poursuit à l'Est au niveau du bassin de Kandahar et potentiellement à l'Ouest au niveau de Sanandaj-Sirjan (Hunziker et al., 2015; Siehl, 2017; Burg, 2018; Azizi and Stern, 2019).

Cette logique se poursuit et aboutit au début du Crétacé inférieur à l'ouverture de l'océan de Fannuj entre le CEIM et Bajgan-Durkan (e.g. Pirnia, 2020; Sepidbar et al., 2020). L'ouverture de cet espace océanique n'a a priori pas d'équivalent en Afghanistan ou dans l'Ouest de l'Iran. Il faut donc pouvoir découpler le CEIM, en extension dans sa partie Sud, des blocs l'environnant. C'est pourquoi, sur la figure 9.2b, les grands décrochements visibles actuellement sont déjà supposés actifs, ce qui avait été suggéré au moins pour la faille du Dorouneh-Grat Kavir (e.g. Mattei et al., 2015). De plus à cette époque, du côté Afghan, l'océan du Waras-Panjaw est en cours de fermeture (Montenat, 2009).

Cette différence de régime entre le Sud du CEIM en divergence et l'Afghanistan en convergence est probablement la cause de l'ouverture du Sistan qui serait alors un bassin transtensif de type pull-apart, tout comme l'aurait été les ophiolites pakistanaises de Bela ou

Muslim Bagh mises en place le long de la faille de Chaman (Gaina et al., 2015). Le Sistan constituerait ainsi un analogue passé du bassin Nord Somalien (Gaina et al., 2015) ou de la mer des Caïmans (Leroy et al., 2000). Cette géométrie peut être due soit à la présence de deux panneaux plongeants déjà indépendants à la limite Iran-Afghanistan soit à la déchirure d'un unique panneau plongeant entrainant des dynamiques différentes de part et d'autre. Cette ouverture en pull-apart le long de la faille de Neh supposée active est compatible avec l'orientation probable, c'est-à-dire environ N-S, que devait avoir ce bassin.

Entre 115 et 85 Ma (Figure 9.2.c) la vitesse de convergence Arabie-Eurasie double et son orientation se modifie (e.g. Agard et al., 2006; DeMets et al., 2010). Il en résulte l'initiation à 105-95 Ma d'une subduction intra-océanique au sein de la Néo-Téthys aboutissant à la formation de l'ophiolite d'Oman (SSZ ophiolite de 95 Ma; Rioux et al., 2016) et la création d'arc intra-océaniques (e.g. Guilmette et al., 2018; Bonnet et al., 2020). Ce changement de dynamique a très probablement entrainé le début des inversions observées dans les bassins océaniques iraniens. Ainsi dans la partie Nord, l'océan du Waras-Panjaw est fermé (Montenat, 2009; Siehl, 2017), des indications probables d'initiation de subduction sont décrites au niveau de Sabzevar (présence de granulites de type semelle métamorphique; Rossetti et al., 2010). Dans la partie Sud, le magmatisme d'arc continue (Burg, 2018). Au niveau de Nain une initiation de subduction marquée par des amphibolites de semelle métamorphiques a été datée à 113 Ma (Larvet, pers. com.) et des schistes bleus préalablement métamorphisés dans le facies des amphibolites et datés entre 100 et 95 Ma sont présents dans le N-Makran (Hunziker et al., 2014) et plus généralement le long de la bordure nord de la Néo-Téthys (Agard et al., 2006; Monié et Agard, 2009). Au niveau du Sistan, la présence d'éclogites et de schistes bleus datés à 86 Ma indique qu'une subduction est active depuis quelques millions d'années au moins (Bröcker et al., 2013; Bonnet et al., 2018). Au Campanien (Figure 9.2c), la fermeture de ces bassins se poursuit. Entre 74 et 72 Ma, au niveau du Sistan, la formation d'une semelle métamorphique indique l'initiation d'une seconde subduction intra-océanique contemporaine des obductions des ophiolites de Muslim Bagh ou de Bela, le long de la future faille de Chaman (Figure 9.3d), mais aussi de celles de Masirah et du Spontang : toutes sont liées à la dynamique du panneau plongeant indien (Gnos et al., 1997; Corfield et al., 2001; Gaina et al., 2015), et le domaine océanique du Sistan aurait ainsi enregistré ce bouleversement géodynamique à grande échelle.

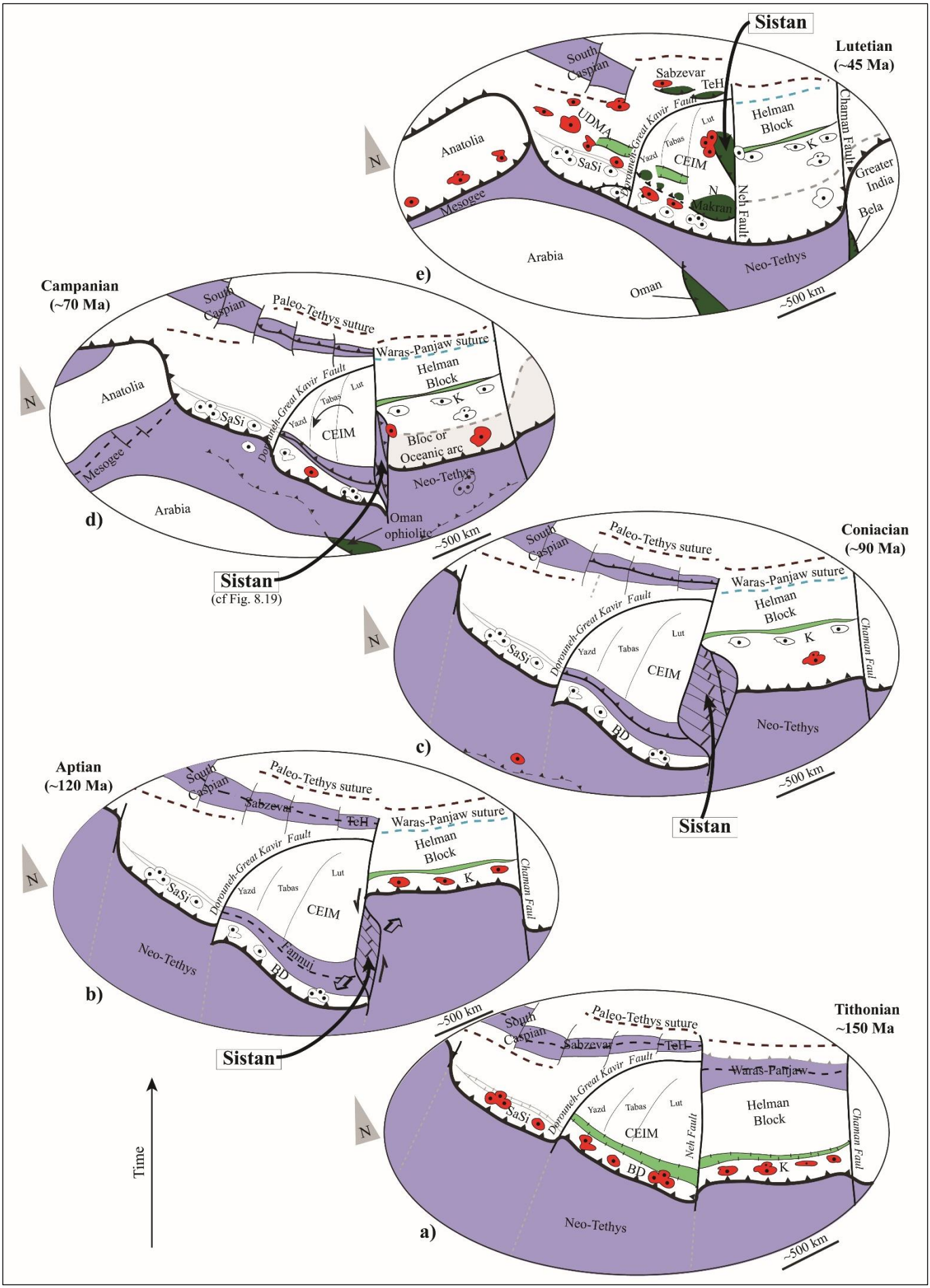


Figure 9.2. Scénario d'évolution tectonique de l'Iran du Jurassique supérieur à l'Eocène

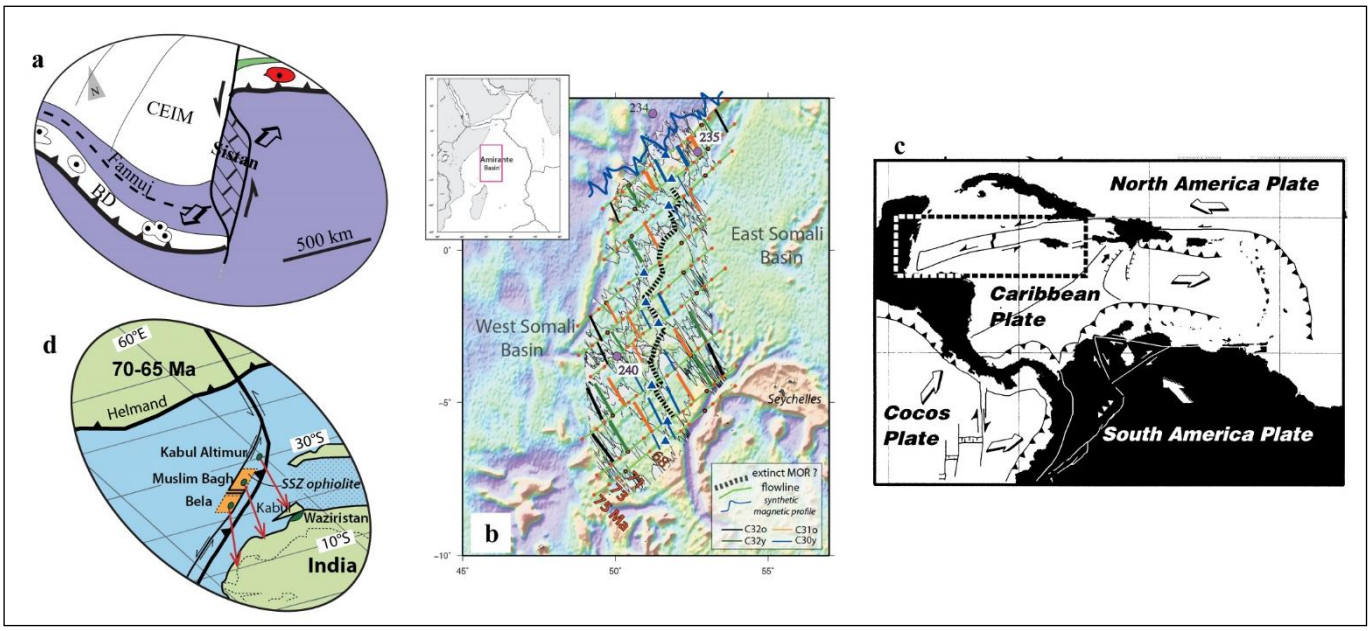


Figure 9.3. Différents modèles actuels et passés de bassins océaniques s'ouvrant en pull-apart comparable au Sistan. **a)** Sistan à 120 Ma ; **b)** Bassin actuel Nord Somalien (Gaina et al., 2015) ; **c)** Bassin actuel de la mer des Caïmans (Leroy et al., 2000). Entre b et c l'orientation des dorsales est différent ; **d)** Reconstitution proposée pour les bassins de Muslim Bagh et de Bela au moment de leur obduction à 70-65 Ma (Gaina et al., 2015).

Au Crétacé supérieur les arcs de Chagai Hills puis de Ras Koh se mettent en place dans le Sud de l'Afghanistan (Figure 9.2.d). Au niveau de Ras Koh des ophiolites d'âge Jurasssique sont décrites. Les données actuelles ne permettent pas de savoir si ces arcs représentent des arcs océaniques accrétés à la plaque supérieure et/ou si ils constituent des blocs continentaux tel le bloc de Kabul sur lequel un arc se serait alors mis en place (Burg, 2018; Siehl, 2017). Des dépôts sédimentaires discordants indiquent que dès le Maastrichtien les ophiolites du N-Makran et de Ras Koh sont obductées ; il en est de même pour les ophiolites de Baft et Deshir. Seule Nain semble n'être en place qu'au Paléocène, ce qui pourrait indiquer une progression de cette fermeture du SE vers le NW.

A l'Eocène les ophiolites de Sabzevar ainsi que celle du Sistan sont obductées et l'ensemble des bassins océaniques iraniens sont refermés, sauf le bassin Sud Caspien. A partir du début de l'Eocène, l'Iran est envahi par un magmatisme calco-alcalin formant l'arc magmatique de Urumieh–Dokhtar, l'alignement magmatique allant de l'Alborz au Kopeh Dagh ainsi que le magmatisme du Sitan et du Bloc du Lut (Berberian et Berberian, 1981; Figure 9.2.e). Cet épisode est associé à une phase d'extension post-collisionelle permettant l'exhumation de dômes métamorphiques au sein de l'Iran Central (Verdel et al., 2007, 2011; Omrani et al., 2008; Agard et al., 2011; Rossetti et al., 2014).

9.3. Discussion sur les modalités d'obduction de l'ophiolite du complexe de Neh

Le complexe de Neh, domaine prépondérant du N-Sistan, est principalement constitué par une nappe ophiolitique faiblement déformée reposant sur le Bloc du Lut. Cette partie confronte les caractéristiques du complexe du Neh aux modèles déjà proposés pour la mise en place d'une telle nappe et s'attache à préciser le scénario de sa mise en place.

9.3.1. Les modèles géodynamiques d'obduction des ophiolites

Dilek et Furnes (2011) définissent une ophiolite comme un fragment allochtone de lithosphère océanique qui a été tectoniquement séparé de son site de génèse. Cette acception large regroupe, de fait, les ophiolites métamorphisées avec reliques de HP-BT tel le Ratuk complex dans le Sistan, les écailles ophiolitiques de de faible dimension (kilométrique) tel le Chenaillet dans les Alpes (e.g. Manatschal et al., 2011) et les nappes ophiolitiques pluri-kilométriques tel le complexe de Neh. L'obduction correspond au processus géodynamique de mise en place de cette ophiolite sur de la lithosphère continentale (Coleman, 1971). Le moteur de ce processus pose question puisque la lithosphère océanique est plus dense que la lithosphère continentale (e.g. Dewey, 1976; Agard et al., 2014). Trois modèles principaux ont été proposés pour expliquer l'obduction d'ophiolite :

(1) Le modèle de 'flake tectonics' initialement proposé pour expliquer la mise en place de nappe continentale lors de la collision alpine, mais qui peut être généralisé au cas de l'obduction (Coleman, 1971; Oxburgh, 1972; Wakabayashi and Dilek, 2003). Ce modèle fonctionne comme une zone tectonique en 'crocodile', d'échelle crustale, avec un découplage sur un niveau de moindre résistance : à la limite entre croûte supérieure et croûte inférieure, dans le cas de la collision, ou entre la partie serpentisée et non serpentinisée de la lithosphère océanique, par exemple, lors de l'obduction.

(2) Un modèle d'inversion de la transition continent océan dans lequel une subduction continentale, en contexte aux limites en convergence, s'initie et entraine l'obduction. L'initiation de cette subduction continentale serait favorisée par le rajeunissement thermique de la lithosphère océanique due à la remontée d'un panache ascendant chaud proche de la transition continent océan. Ce modèle a été proposé pour l'obduction des ophiolites Arméniennes (Hässig et al., 2016). Dans ce modèle, la

remontée mantellique induit une fusion partielle et la mise en magmatisme de type OIB plus jeune que l'âge de l'ophiolite.

(3) Des modèles d'obduction suite à une subduction intra-océanique dans lesquels la subduction continentale sous l'ophiolite est permise par la traction du panneau plongeant océanique. Ce type de modèle a été proposé par exemple pour la mise en place de l'ophiolite d'Oman (e.g. Searle and Cox, 1999; Agard et al., 2014; Duretz et al., 2016; Bonnet et al., 2020). Stern et Gerya (2018) proposent que les initiations de subduction intra-océaniques puissent se faire de manière spontanée ou induite. Les initiations de subductions induites sont liées au déplacement général des plaques tel une accélération de la vitesse de convergence qui augmente la déformation de la lithosphère océanique (Agard et al., 2007; Jolivet et al., 2016; Guilmette et al., 2018) ou une modification des limites de plaques : inversion d'une dorsale en zone de subduction (e.g. Duretz et al., 2016), saut, transfert ou inversion de polarité de la zone de subduction, ou interaction entre une faille transformante et une zone de subduction (Hacker et al., 1996; Rioux et al., 2013). Pour initier spontanément des subductions intra-océaniques, une différence de densité est nécessaire au sein de la lithosphère océanique. Cette différence pourrait se créer au niveau de failles transformantes ou de détachement intra-océanique qui accolent des portions de lithosphère d'âge ou d'état thermique différents ou à la périphérie d'un point chaud intra-océanique (Stern et Gerya, 2018).

Les ophiolites obductées suite à une subduction intra-océanique, comme celles d'Oman, de Turquie mais aussi de Bela ou de Muslim Bagh (Gnos et al., 1997; Gaina et al., 2015) sont généralement de type supra-subduction (enrichissement marqué en éléments traces légers, anomalies négatives en HFSE et positive en LILE), le magmatisme évoluant souvent depuis une ophiolite de type SSZ vers un magmatisme d'arc intra-océanique (Dilek and Thy, 2009; Rolland et al., 2009; Bonnet et al., 2020). Les âges de l'ophiolite sont proches (<10 Ma plus jeunes) des âges des semelles métamorphiques, marqueur métamorphique de l'initiation de la subduction intra-océanique (e.g. Gnos et al., 1997; Plunder et al., 2016; Guilmette et al., 2018; Agard et al., 2020). Bien que parfois incomplètes, les semelles métamorphiques en base d'ophiolite obductée présentent communément deux unités : une unité de haute température à amphibolites-granulite de 10 à 100 m d'épaisseur avec un pic de métamorphisme autour de 850-900°C pour 1 GPa et une

unité de plus récente de plus basse température à métasédiment dans le amphibolitique autour de 650°C pour 0.5 GPa (e.g. Agard et al., 2016, 2020; Soret et al., 2017). Les péridotites de la base de l'ophiolite en contact avec la semelle de haute température présentent un rubanement marqué impliquant une déformation à haute température (850-900°C ; Prigent et al., 2018). Le processus transitoire de fort couplage entre les deux lithosphères océaniques lors de la mise en place d'une nouvelle zone de subduction créant les semelles et la déformation dans le manteau de la plaque supérieure durerait environ 10 Ma (Agard et al., 2020). Les gradients métamorphiques de formation de la semelle de haute température à 30°C Km^{-1} et de la semelle de basse température à 40°C Km^{-1} plaideraient pour un réchauffement temporaire de la zone de subduction naissante entre la formation des deux unités de la semelle pouvant être causé par un ralentissement temporaire de l'enfouissement. Wakabayashi et Dilek (2000) montrent qu'il n'est pas nécessaire que la lithosphère océanique chevauchante soit jeune pour permettre la création de semelle métamorphique.

9.3.2. Modalités d'obduction du complexe du Neh

L'ophiolite du complexe de Neh a une épaisseur probable comprise entre 12 et 20 km et provient de l'activité d'une dorsale lente, produisant essentiellement des roches magmatiques de type N-MORB, dont l'âge est compris entre 106 et 124 Ma. A sa base affleure discontinument une semelle métamorphique dont les conditions moyennes sont de 730°C pour 0.65 GPa et dont l'âge est compris entre 74 et 72 Ma. Dans une situation tectonique comparable, en variation latérale de cette semelle, se trouvent des métasédiments dont les conditions métamorphiques sont autour de 250°C et 0.4 GPa et dont l'âge du métamorphisme est de 72 Ma. Cette nappe ophiolitique a une extension actuelle, le long de la coupe principale, d'environ 80-100 km ; elle a été ensuite raccourcie de 30 à 50 km environ depuis le début de sa mise en place sur le Bloc du Lut. Le Bloc du Lut ne présente pas de trace de métamorphisme de HP-BT associé à l'obduction. Sa mise en place est en grande partie effectuée à 50 Ma.

Le modèle en « flake tectonics » n'explique pas la formation des amphibolites de semelles métamorphiques décrites en base de nombreuses ophiolites dont celle du complexe de Neh. Le modèle en inversion de la transition océan continent ne semble pas pouvoir s'appliquer dans le cas de l'ophiolite du Sistan qui ne présente pas de magmatisme de type OIB. Le complexe de Neh a pu se mettre en place suite à une subduction intra-océanique mais celle-ci

a dû s'initier au sein d'un plancher océanique hétérogène, de type lent, ayant un âge d'au moins 30 Ma. Des âges plus anciens obtenus dans l'ophiolite par rapport à ceux obtenus dans la semelle métamorphique ont déjà été décrits en Arménie ou à Terre Neuve, à Bay of Islands (Rolland et al., 2009; Wakabayashi and Dilek, 2000). L'initiation de cette subduction se marque par la formation d'amphibolites de semelle ayant des caractéristiques de mise en place, en terme de pic de pression et de température et de gradient métamorphique, intermédiaires entre les semelles de haute et de basse température classiquement décrites. La longueur du panneau plongeant nouvellement formé a dû toutefois pouvoir exercer une traction suffisante pour sous-charrier *in fine* le Bloc du Lut sous la nappe ophiolitique. Pour expliquer l'absence de métamorphisme de HP-BT, de formation d'ophiolite de type SSZ ou de magmatisme d'arc, il est possible d'envisager une subduction ou un chevauchement intra-océanique avec un pendage assez faible. Cette subduction intra-océanique se serait amortie également vers le Nord, se limitant probablement à un chevauchement intra-océanique pour expliquer la formation des métasédiments à lawsonite de l'unité basale de la ride de Birjand. La partie obductée sur le continent, d'une dizaine de kilomètre d'épaisseur au maximum, représente probablement une partie superficielle de la lithosphère océanique, et pourrait avoir été décollée le long d'une interface de moindre résistance, comme celle que représente la limite entre le manteau superficiel serpentinisé et le manteau anhydre plus profond (e.g. Escartín et al., 1997; Searle and Escartín, 2013). Une représentation de l'initiation de cette subduction intra-océanique particulière est proposée en Figure 9.4.

Le bassin océanique du Sistan étant de type lent ou ultra-lent, l'initiation de cette subduction intra-océanique a pu se faire au niveau d'une faille transformante ou d'un détachement intra-océanique. Les âges obtenus suggèrent que son déclenchement a été induit par le changement géodynamique régional qui accompagne la migration de l'Inde vers le nord, amenant à la formation et l'obduction, au SE, des ophiolites de Bela, Muslim Bagh et du Spontang ; à l'W, les domaines océaniques résiduels, de Nain au N-Makran, sont par ailleurs en cours de fermeture (et complètement fermés dès le Maastrichtien).

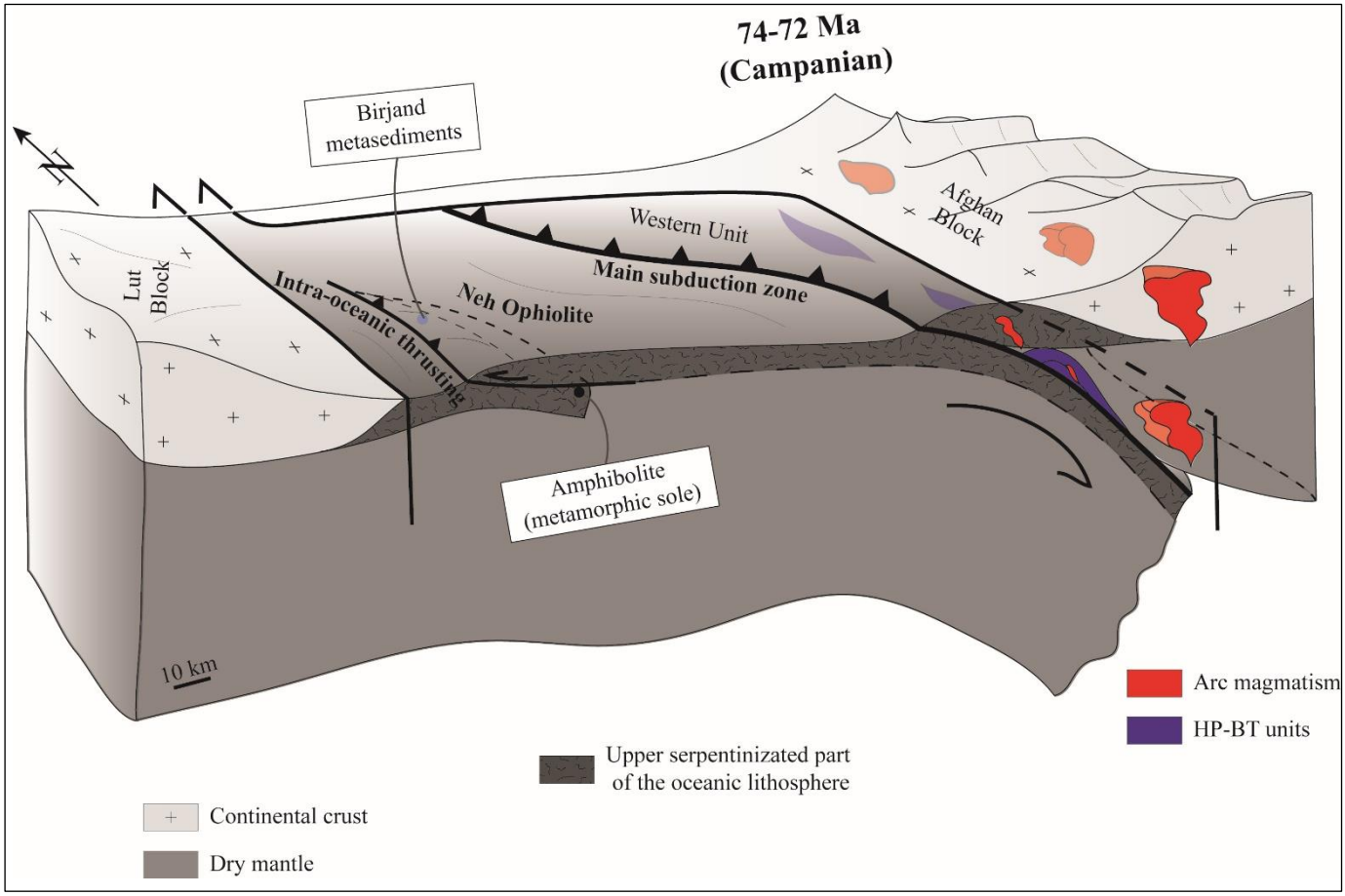


Figure 9.4. Bloc diagramme illustrant l'initiation de la subduction intra-océanique responsable de l'obduction du complexe de Neh.

10. Conclusion

Ce travail de thèse apporte de nouvelles données permettant de mieux contraindre l'évolution géodynamique du Sistan et ses relations spatiales et temporelles avec les autres ophiolites internes d'Iran.

L'étude de la déformation cassante montre que depuis le Miocène supérieur, l'orientation des contraintes principales a subit une rotation antihoraire de 65° se parallélisant dans le Sistan et dans tout l'Iran à celle du Zagros dont la collision s'accentue à cette époque. La déformation récente dans le Sistan est contrôlée par un transfert à travers l'Iran des contraintes depuis le Zagros et n'est plus directement liée à la dynamique interne du Sistan.

La discordance majeure des dépôts Eocène conglomératiques dans la partie la plus interne du Sistan indiquerait que la collision est en grande partie effectuée à cette époque. Le taux de raccourcissement doit être compris entre 30-40 km et les indices métamorphiques de la collision sont ténus. La collision dans le Sistan a été limitée et préservée. Deux raisons peuvent être proposées pour l'expliquer : (1) le Sistan se trouve au Nord du Makran qui est une zone de subduction moins couplée mécaniquement que les zones adjacentes de collision du Zagros et de l'Inde ce qui a dû limiter la déformation post collisionnelle et (2) le moteur de la collision à savoir la traction du manteau lithosphérique plongeant devait être limité puisque deux subductions ont été impliquées lors de la fermeture du bassin océanique du Sistan dont une relativement jeune et l'autre ayant été affectée par une rupture du panneau plongeant.

Les amphibolites foliées échantillonnées sous des péridotites serpentinisées et ayant un pic de métamorphisme à 730°C-0.65 GPa présentent les caractéristiques de semelles métamorphiques dont l'âge probable serait compris entre 74 et 72 Ma. Les semelles métamorphiques sont interprétées comme des marqueurs d'initiation de subduction intra-océanique. Une subduction intra-océanique aurait débuté autour de 74 Ma au sein de l'océan du Sistan. Elle permettrait l'obduction du complexe ophiolitique non métamorphique du Neh sur le Bloc du Lut. Cette obduction serait en grande partie effectuée vers 50 Ma, âge d'un pluton de granitoïde intrudant à la fois l'ophiolite et le Bloc du Lut dont les sédiments auraient alors subit un métamorphisme de contact. Latéralement vers le Nord, seuls des métasediments dont le pic de métamorphisme est autour de 250°C-0.4 GPa et daté à 72 Ma se retrouvent. Cette subduction intra-océanique s'amortirait vers le Nord en un chevauchement intra-océanique de

moindre ampleur. Le mode d'obduction de l'ophiolite du Neh complexe sur le Bloc du Lut présente des caractéristiques singulières tel l'âge ancien de l'ophiolite par rapport à l'âge de la semelle métamorphique, la nature géochimique majoritairement de type N-MORB de l'ophiolite, les conditions P-T intermédiaires de la semelle métamorphique ou l'absence probable de métamorphisme HP-BT dans le substratum continental de cette ophiolite, plaidant en faveur d'une subduction intra-océanique limitée et proche de la marge du bloc du Lut. L'âge de l'initiation de cette subduction intra-océanique est proche des âges obduction des ophiolites de l'Est du domaine téthysien (Bela, Muslim Bagh, Spontang) et de l'inversion des autres bassins océaniques internes d'Iran indiquant qu'elle pourrait être induite par l'accentuation de la fermeture de la Néo-Téthys.

L'essentiel du bassin océanique du Sistan a très probablement été résorbé par subduction vers le NE sous la marge amincie du Bloc Afghan comme l'atteste la structure actuelle de la chaîne avec sa vergence principale vers le SW, la migration vers le SW des dépocentres des bassins sédimentaires au cours du temps et de la position sommitale du Bloc Afghan. L'étude géochimique des roches magmatiques d'âge Sénonien le confirme. Ces roches peuvent être divisées en deux catégories : (1) des roches calco-alcalines pauvres en potassium et (2) des adakites riches en silice. Les premières proviennent d'une fusion partielle d'un coin de manteau métasomatisé par des fluides issus de la déshydratation d'une plaque plongeante. Ces roches magmatiques constituent l'arc magmatique juvénile associé à la subduction de l'océan du Sistan qui se fait sous le Bloc Afghan. Les secondes nous renseignent sur la dynamique de la zone de subduction. Les adakites riches en silices sont issues d'une fusion partielle d'un coin de manteau métasomatisé par des fluides provenant d'une déshydratation d'une plaque plongeante auquel il s'ajouter des fluides magmatiques issus de la fusion partielle à haute pression de la plaque plongeante. Les conditions de pression et de température permettant une fusion partielle de la partie crustale d'une lithosphère plongeante sont restreintes et l'âge antérieur des éclogites de la zone nous renseigne sur le fait que le gradient thermique de la subduction devait déjà être trop froid pour permettre cette fusion. Pour expliquer la présence de ces adakites, un réchauffement du gradient thermique de la zone de subduction très probablement créé par une rupture du panneau plongeant est nécessaire. De plus, certaines adakites ont été trouvées structuralement au sein de l'unité ophiolitique de l'Ouest (Western Unit) qui a donc dû rester en position de plaque supérieure, impliquant que la subduction de l'océan du Sistan sous le Bloc Afghan se soit initiée soit au niveau de la zone de transition continent-océan soit en intra-océanique. Par ailleurs, l'étude tectono-métamorphique de la zone de HP-BT au niveau de

Gazik donne des informations sur la dynamique de la zone de subduction. Ainsi les deux mélanges présentant des reliques de HP-BT se retrouvent depuis Gazik à Sulabest plaidant pour un écaillage tectonique du panneau plongeant en profondeur. Les âges des pics de métamorphismes (86 ± 3 Ma) et ceux des paragénèses rétrogrades sont proches impliquant unea vitesse d'exhumation de ces unités rapide. Au niveau de Gazik un troisième mélange probablement d'origine sédimentaire a été observé. Ces trois mélanges sont accolés et à l'affleurement au Maastrichtien qui les scelle en discordance. L'âge de la suture de HP-BT est proche de l'âge des obductions dans le domaine Ouest téthysien et de l'âge des pics de métamorphisme des unités de HP-BT du Zagros au Makran. Ces deux évènements marquent une perturbation dans la dynamique de fermeture de la Néo-Téthys qui aurait pu induire la subduction du Sistan.

La structure de l'ophiolite montre qu'elle possède toutes les caractéristiques des planchers océaniques se mettant actuellement en place au niveau des dorsales lentes à ultra-lentes : croute océanique incomplète et discontinue due à une faible production magmatique, présence de faille normale participant à la dénudation du manteau et sédiments de type ophicalcite directement sur le manteau serpentinisé. Son investigation métamorphique confirme que cette ophiolite ne présente généralement qu'un métamorphisme océanique hydrothermal et que les sédiments qui la recouvrent n'ont subi qu'un réchauffement dû à un enfouissement en régime thermique élevé. La géochimie de l'ophiolite indique que la majorité des roches basiques proviennent de la fusion partielle d'un manteau supérieur appauvri associée à une source plus profonde (enrichie) et potentiellement légèrement contaminée par des fluides issus de la déshydratation d'une lithosphère en subduction.

Bien que des basaltes anté Barrémo-Aptien (scellés par le calcaire à Orbitoline de cet âge) aient été observés au niveau du bloc du Lut, notre étude n'apporte pas d'information sur la phase de rifting de l'océan du Sistan. Toutefois, la prise en compte des âges des ophiolites internes d'Iran ainsi que leur orientation potentielle lors de leur mise en place indiqueraient que le bassin océanique du Sistan fut un bassin indépendant s'ouvrant probablement en pull-apart accommodant ainsi la transtension induite par une dynamique variable de la subduction de la Néo-Téthys sous le microcontinent d'Iran central et le bloc Afghan.

Bibliographie

Abdi, M., Karimpour, M.H., 2013. Petrochemical Characteristics and Timing of Middle Eocene Granitic Magmatism in Kooh-Shah, Lut Block, Eastern Iran. Acta Geol. Sin. - Engl. Ed. 87, 1032–1044. https://doi.org/10.1111/1755-6724.12108

Aftabi, A., Zarrinkoub, M.H., 2013. Petrogeochemistry of listvenite association in metaophiolites of Sahlabad region, eastern Iran: Implications for possible epigenetic Cu-Au ore exploration in metaophiolites. Lithos 156–159, 186–203. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.006

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 94, 401–419. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4

Agard, P., Monié, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L., Yamato, P., 2006. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics: TRANSIENT EXHUMATION PROCESSES IN ZAGROS. J. Geophys. Res. Solid Earth 111, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2005JB004103

Agard, P., Yamato, P., Soret, M., Prigent, C., Guillot, S., Plunder, A., Dubacq, B., Chauvet, A., Monié, P., 2016. Plate interface rheological switches during subduction infancy: Control on slab penetration and metamorphic sole formation. Earth and Planetary Science Letters 451, 208–220. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.054

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geol. Mag. 148, 692–725. https://doi.org/10.1017/S001675681100046X

Agard, P., Plunder, A., Angiboust, S., Bonnet, G., Ruh, J., 2018. The subduction plate interface: rock record and mechanical coupling (from long to short timescales). Lithos 320–321, 537–566. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.029

Agard, P., Prigent, C., Soret, M., Dubacq, B., Guillot, S., Deldicque, D., 2020. Slabitization: Mechanisms controlling subduction development and viscous coupling. Earth-Science Reviews 208, 103259. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103259

Ahmadhadi, F., Daniel, J.-M., Azzizadeh, M., Lacombe, O., 2008. Evidence for pre-folding vein development in the Oligo-Miocene Asmari Formation in the Central Zagros Fold Belt, Iran: FRACTURE PATTERNS WITHIN ASMARI FM, IRAN. Tectonics 27, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2006TC001978

Ajirlu, M.S., Moazzen, M., Hajialioghli, R., 2016. Tectonic evolution of the Zagros Orogen in the realm of the Neotethys between the Central Iran and Arabian Plates: An ophiolite perspective. Central European Geology 59, 1–27. https://doi.org/10.1556/24.59.2016.001

Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the alborz mountain system in Northern Iran. J. Geodyn. 21, 1–33. https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. J. Volcanol. Geotherm. Res. 102, 67–95. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7

Aleinikoff, J.N., Wintsch, R.P., Tollo, R.P., Unruh, D.M., Fanning, C.M., Schmitz, M.D., 2007. Ages and origins of rocks of the Killingworth dome, south-central Connecticut: Implications for the tectonic evolution of southern New England. American Journal of Science 307, 63–118. https://doi.org/10.2475/01.2007.04

Allen, M.B., Vincent, S.J., Alsop, G.I., Ismail-zadeh, A., Flecker, R., 2003. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics 366, 223–239. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00098-2

Allmendinger, R., Cardozo, N.C., n.d.

Anderson, E.M., 1942. Dynamics of faulting and dyke formation: Edinburgh and London. Oliver and Boyd.

Angelier, J., 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. CR Acad. Sci, 281, 1805-1808. Comptes Rendus Académie Sci. Paris 281, 1805–1808.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 89, 5835–5848.

Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophys. J. Int. 103, 363–376.

Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B., Manoussis, S., 1982. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. Geophys. J. Int. 69, 607–621.

Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M., Omrani, J., Plunder, A., 2013. Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic "mélange" (Eastern Iran). Lithos 156–159, 139–158. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.007

Argand, E., 1924. La Tectonique de l'Asie. Congrès géologique international. Comptes rendus de la XIIIe session, en Belgique.

Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M., Homam, S.M., 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). J. Asian Earth Sci. 41, 283–296. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.02.014

Arjmandzadeh, R., Santos, J.F., 2014. Sr?Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu?Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. Int. J. Earth Sci. 103, 123–140. https://doi.org/10.1007/s00531-013-0959-4

Armijo, R., Cisternas, A., 1978. Un problème inverse en microtectonique cassante. Comptes Rendus Académie Sci. Paris 287, 595–598.

Aubourg, C., Smith, B., Eshraghi, A., Lacombe, O., Authemayou, C., Amrouch, K., Bellier, O., Mouthereau, F., 2010. New magnetic fabric data and their comparison with

palaeostress markers in the Western Fars Arc (Zagros, Iran): tectonic implications. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 330, 97–120. https://doi.org/10.1144/SP330.6

Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Malekzade, Z., Abassi, M., 2005. Role of the Kazerun fault system in active deformation of the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). Comptes Rendus Geosci. 337, 539–545. https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.12.007

Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzadeh, Z., Shabanian, E., Abbassi, M.R., 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). Tectonics 25.

Azizi, H., Stern, R.J., 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. Terra Nova 31, 415–423. https://doi.org/10.1111/ter.12404

Babazadeh, S.A., De Wever, P., 2004. Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran). Geodiversitas 26, 185–206.

Bagheri, S., Damani Gol, S., 2020. The eastern iranian orocline. Earth-Sci. Rev. 210, 103322. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103322

Bagheri, S., Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. Tectonophysics 451, 123–155. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047

Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 106–131. https://doi.org/10.1130/B30091.1

Baroz, F., Macaudière, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M., Rocci, G., 1984. Ophiolites and Related Formations in the Central Part of the Sabzevar Range (Iran) and Possible Geotectonic Reconstructions. Neues Jahrb. Für Geol. Paläontol. - Abh. 168, 358–388. https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/358

Barrier, E., Vrielynck, B., Bergerat, F., Brunet, M.-F., Mosar, J., Poisson, A., Sosson, M., 2008. Palaeotectonic maps of the Middle East : Tectono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Norian to Pliocene. Darius Programme.

Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J.-F., Brunet, M.-F., 2018. Paleotetconic reconstruction of the Central Tethyan realm. Atlas of 20 maps.

Bayet-Goll, A., Monaco, P., Jalili, F., Mahmudy-Gharaie, M.-H., 2016. Depositional environments and ichnology of Upper Cretaceous deep-marine deposits in the Sistan Suture Zone, Birjand, Eastern Iran. Cretac. Res. 60, 28–51. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.10.015

Benioff, H., 1955. Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity. Geol. Soc. Amer., Special Paper.

Benoit, M., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2002. Geochemical Diversity of Late Miocene Volcanism in Southern Baja California, Mexico: Implication of Mantle and Crustal Sources during the Opening of an Asthenospheric Window. J. Geol. 110, 627–648. https://doi.org/10.1086/342735

Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution 5–32.

Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci. 18, 210–265. https://doi.org/10.1139/e81-019

Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Khatib, M.M., Priestley, K., Talebian, M., Ghafuri-Ashtiani, M., 1999. The 1997 May 10 Zirkuh (Qa'enat) earthquake (Mw 7.2): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. Geophys. J. Int. 136, 671–694.

Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M., Priestley, K., 2000. The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone. Geophys. J. Int. 142, 283–299.

Bergerat, F., 1987. Stress fields in the European plateform at the time of Africa-Eurasia collision. Tectonics 6, 99–132.

Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Krystyn, L., Saidi, A., 1998. Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. Geophys. J. Int. 135, 77–92. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00603.x

Beydokhti, R.M., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Klötzli, U., 2015. U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). J. Asian Earth Sci. 111, 192–205. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.07.028

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer: RAMAN SPECTROSCOPY OF CARBONACEOUS MATERIAL. Journal of Metamorphic Geology 20, 859–871. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Bonnet, G., Agard, P., Angiboust, S., Monié, P., Jentzer, M., Omrani, J., Whitechurch, H., Fournier, M., 2018. Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: The Sistan example (Eastern Iran). Lithos 310–311, 269–287. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.016

Bonnet, G., Agard, P., Angiboust, S., Fournier, M., Omrani, J., 2019. No large earthquakes in fully exposed subducted seamount. Geology 47, 407–410. https://doi.org/10.1130/G45564.1

Bonnet, G., Agard, P., Whitechurch, H., Fournier, M., Angiboust, S., Caron, B., Omrani, J., 2020. Fossil seamount in southeast Zagros records intraoceanic arc to back-arc transition: New constraints for the evolution of the Neotethys. Gondwana Research 81, 423–444. https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.10.019

Bouilhol, P., Jagoutz, O., Hanchar, J.M., Dudas, F.O., 2013. Dating the India–Eurasia collision through arc magmatic records. Earth and Planetary Science Letters 366, 163–175. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.023

Boskabadi, A., Pitcairn, I.K., Leybourne, M.I., Teagle, D.A.H., Cooper, M.J., Hadizadeh, H., Bezenjani, R.N., Bagherzadeh, R.M., 2019. Carbonation of ophiolitic ultramafic

rocks: Listvenite formation in the Late Cretaceous ophiolites of eastern Iran. Lithos 105307. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105307

Bott, M.H.P., 1959. The Mechanics of Oblique Slip Faulting. Geol. Mag. 96, 109–117.

Boulin, J., 1991. Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. Tectonophysics 196, 211–268.

Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., Hall, M.L., 2002. Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism Beneath the Andean Northern Volcanic Zone. Journal of Petrology 43, 199–217.

Bourgois, J., Lagabrielle, Y., Martin, H., Dyment, J., Frutos, J., Cisternas, M.E., 2016. A Review on Forearc Ophiolite Obduction, Adakite-Like Generation, and Slab Window Development at the Chile Triple Junction Area: Uniformitarian Framework for Spreading-Ridge Subduction. Pure Appl. Geophys. 173, 3217–3246. https://doi.org/10.1007/s00024-016-1317-9

Bradley, D.C., Kusky, T.M., Haeussler, P.J., Goldfarb, R.J., Miller, M.L., Dumoulin, J.A., Nelson, S.W., Karl, S.M., 2003. Geologic signature of early Tertiary ridge subduction in Alaska, in: Geology of a Transpressional Orogen Developed during Ridge-Trench Interaction along the North Pacific Margin. Geological Society of America, pp. 19–50. https://doi.org/10.1130/0-8137-2371-X.19

Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Lithos 170–171, 17–34. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.012

Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Abbaslu, F., Rodionov, N., 2014. Geochronology of high-grade metamorphic rocks from the Anjul area, Lut block, eastern Iran. Journal of Asian Earth Sciences 82, 151–162. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.12.021

Brongniart, A., 1827. Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes., F. G. Levrault (Paris). ed.

Brophy, J.G., Pu, X., 2012. Rare earth element–SiO2 systematics of mid-ocean ridge plagiogranites and host gabbros from the Fournier oceanic fragment, New Brunswick, Canada: a field evaluation of some model predictions. Contrib. Mineral. Petrol. 164, 191–204. https://doi.org/10.1007/s00410-012-0732-x

Brun, J.-P., Faccenna, C., 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. Earth Planet. Sci. Lett. 272, 1–7. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.038

Brunet, M.-F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V., Nikishin, A.M., 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. Sediment. Geol. 156, 119–148. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00285-3

Burg, J.-P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. Earth-Sci. Rev. 185, 1210–1231. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011

Calzolari, G., Della Seta, M., Rossetti, F., Nozaem, R., Vignaroli, G., Cosentino, D., Faccenna, C., 2016a. Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran: Tectonic geomorphology in Central Iran. Tectonics 35, 76–102. https://doi.org/10.1002/2015TC003869

Calzolari, G., Rossetti, F., Della Seta, M., Nozaem, R., Olivetti, V., Balestrieri, M.L., Cosentino, D., Faccenna, C., Stuart, F.M., Vignaroli, G., 2016b. Spatio-temporal evolution of intraplate strike-slip faulting: The Neogene–Quaternary Kuh-e-Faghan Fault, central Iran. Geol. Soc. Am. Bull. 128, 374–396. https://doi.org/10.1130/B31266.1

Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 15, 221–239.

Cannat, M., Sauter, D., Escart?n, J., Lavier, L., Picazo, S., 2009. Oceanic corrugated surfaces and the strength of the axial lithosphere at slow spreading ridges. Earth Planet. Sci. Lett. 288, 174–183. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.020

Carey, E., Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. Conte Rendu Académie Sci. Paris 279, 891–894.

Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une populuation de failles. REV GEOGR PHYS GEOL DYN 21.

Choubert, B., 1935. Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 8, 50–55.

Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. American Journal of Science 290, 666–718.

Connolly, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. Earth and Planetary Science Letters 236, 524–541. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033

Corfield, R.I., Searle, M.P., Pedersen, R.B., 2001. Tectonic Setting, Origin, and Obduction History of the Spontang Ophiolite, Ladakh Himalaya, NW India. The Journal of Geology 109, 715–736. https://doi.org/10.1086/323191

Cowan, R.J., Searle, M.P., Waters, D.J., 2014. Structure of the metamorphic sole to the Oman Ophiolite, Sumeini Window and Wadi Tayyin: implications for ophiolite obduction processes. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 392, 155–175. https://doi.org/10.1144/SP392.8

Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks, Springer. ed. Netherlands.

Davies, J.H., 2013. Global map of solid Earth surface heat flow: Global Surface Heat Flow Map. Geochem. Geophys. Geosystems 14, 4608–4622. https://doi.org/10.1002/ggge.20271

Davies, J.H., 2013. Global map of solid Earth surface heat flow: Global Surface Heat Flow Map. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 14, 4608–4622. https://doi.org/10.1002/ggge.20271

Davoudzadeh, M., Soffel, H., Schmidt, K., 1981. On the rotation of the Central-East-Iran microplate. Neues Jahrb. Für Geol. Paläontol. - Abh. 180–192.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphère. Nature 347, 662–665.

Delaloye, M., Desmons, J., 1980. Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. Tectonophysics 68, 83–111.

Delavari, M., Amini, S., Saccani, E., Beccaluva, L., 2009. Geochemistry and Petrologenesis of Mantle Peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex, Eastern Iran. Journal of Applied Sciences 9, 2671–2687.

Delavari, M., Amini, S., Schmitt, A.K., McKeegan, K.D., Mark Harrison, T., 2014. U–Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: Implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean. Lithos 200–201, 197–211. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.015

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. Geophysical Journal International 181, 1–80. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophys. Res. Lett. 3, 249–252. https://doi.org/10.1029/GL003i005p00249

Dercourt, J. et al, Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., others, 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241–315.

Dolati, A., Burg, J.-P., 2013. Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran, in: Al Hosani, K., Roure, F., Ellison, R., Lokier, S. (Eds.), Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 261–277.

Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. J. Geophys. Res. 95, 21503. https://doi.org/10.1029/JB095iB13p21503

Dubacq, B., Soret, M., Jewison, E., Agard, P., 2019. Early subduction dynamics recorded by the metamorphic sole of the Mt. Albert ophiolitic complex (Gaspé, Quebec). Lithos 334–335, 161–179. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.019

Duretz, T., Agard, P., Yamato, P., Ducassou, C., Burov, E.B., Gerya, T.V., 2016. Thermo-mechanical modeling of the obduction process based on the Oman Ophiolite case. Gondwana Res. 32, 1–10. https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.002

Duretz, T., Gerya, T.V., May, D.A., 2011. Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response. Tectonophysics 502, 244–256. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.024

Dziewonsky, A.M., Ekström, G., Woodhouse, J.H., Zwart, G., 1981. Détermination of Centroid moment tensor solutions. Phys. Earth Planet. Inter.

Eddy, M.P., Jagoutz, O., Iba?ez-Mejia, M., 2017. Timing of initial seafloor spreading in the Newfoundland-Iberia rift. Geology 45, 527–530. https://doi.org/10.1130/G38766.1

Eftekhar Nezhad, J., Ohanian, T., Tatevosian, S., Afaghi, A., Hosseini, Z., Ghomashi, A., Afharian Zadeh, A., Etemadi, N., 1987. Birjand Geological map.

Eftekhar-Nezhad, J., Vahdati Danesmand, F., 1991. Geological map of Birjand 1:250 000 scale. Geol. Surv. Iran.

Ernst, W.G., Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB; a semiquantitative thermobarometer. Am. Mineral. 83, 952–969. https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1004

Escartín, J., Mével, C., Petersen, S., Bonnemains, D., Cannat, M., Andreani, M., Augustin, N., Bezos, A., Chavagnac, V., Choi, Y., Godard, M., Haaga, K., Hamelin, C., Ildefonse, B., Jamieson, J., John, B., Leleu, T., MacLeod, C.J., Massot-Campos, M., Nomikou, P., Olive, J.A., Paquet, M., Rommevaux, C., Rothenbeck, M., Steinfuhrer, A., Tominaga, M., Triebe, L., Campos, R., Gracias, N., Garcia, R., 2017. Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20′N and 13°30′N, Mid Atlantic Ridge): 13°N MAR CORRUGATED OCEANIC DETACHMENTS. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 18, 1451–1482. https://doi.org/10.1002/2016GC006775

Eshagh, Mehdi, Tenzer, R., Eshagh, Mehrdad, 2019. Elastic thickness of the Iranian lithosphere from gravity and seismic data. Tectonophysics 228186. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228186

Esmaeily, D., Nédélec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F., Cotten, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. Journal of Asian Earth Sciences 25, 961–980. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.09.003

Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. J. Struct. Geol. 3, 51–65.

Fabbri, O., 2000. Extensional deformation in the nortern Ryukyu arc indicated by mesoscale fractures in the middle Miocene deposits of Tanegashima Island, Japan. J. Geol. Soc. Jpn. 106, 234–243.

Farbod, Y., Bellier, O., Shabanian, E., Abbassi, M.R., 2011. Geomorphic and structural variations along the Doruneh Fault System (central Iran): ACTIVE FAULTING OF THE DORUNEH FAULT. Tectonics 30, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2011TC002889

Farbod, Y., Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Braucher, R., Benedetti, L., Bourlès, D., Hessami, K., 2016. Spatial variations in late Quaternary slip rates along the Doruneh Fault System (Central Iran): QUATERNARY SLIP RATES ALONG THE DORUNEH FAULT SYSTEM. Tectonics 35, 386–406. https://doi.org/10.1002/2015TC003862

Fattahpour, V., Moosavi, M., 2010. Stress inversion from the focal mechanism solution of Bam earthquake aftershocks (Iran, 2003). J. Geophys. Eng. 7, 290–301. https://doi.org/10.1088/1742-2132/7/3/008

Faure, G., Powell, J.L., 1972. Strontium Isotope Geology. Springer, New York.

Fauvelet, E., Eftekhar-Nezhad, J., 1990. Explanatory text of the Qayen quadrangle map 1:250,000.

Fernández-García, C., Guillaume, B., Brun, J.-P., 2019. 3D slab breakoff in laboratory experiments. Tectonophysics 773, 223–228. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228223

Festa, A., Pini, G.A., Ogata, K., Dilek, Y., 2019. Diagnostic features and field-criteria in recognition of tectonic, sedimentary and diapiric mélanges in orogenic belts and exhumed

subduction-accretion complexes. Gondwana Research. https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.01.003

Fotoohi Rad, G.R., Droop, G.T.R., Amini, S., Moazzen, M., 2005. Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: A comparison of P–T histories from a subduction mélange. Lithos 84, 1–24. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.01.007

Fotoohi Rad, G.R., Droop, G.T.R., Burgess, R., 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Geological Journal 44, 104–116. https://doi.org/10.1002/gj.1135

Fournier, M., Petit, C., 2007. Oblique rifting at oceanic ridges: Relationship between spreading and stretching directions from earthquake focal mechanisms. J. Struct. Geol. 29, 201–208. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.07.017

Fournier, M., Agard, P., Petit, C., 2008. Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne nappe, Southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin. Bull. Société Géologique Fr. 179, 551–568.

Fralick, P.W., Kronberg, B.I., 1997. Geochemical discrimination of elastic sedimentary rock sources 14.

Frassi, C., Musumeci, G., Zucali, M., Mazzarini, F., Rebay, G., Langone, A., 2017. The Cotoncello Shear Zone (Elba Island, Italy): The deep root of a fossil oceanic detachment fault in the Ligurian ophiolites. Lithos 278–281, 445–463. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.02.015

Freund, R., 1970. Rotation of stricke slip faults in Sistan, Southeast Iran. J. Geol. 78, 188–200.

Frohling, E., Szeliga, W., 2016. GPS constraints on interplate locking within the Makran subduction zone. Geophys. J. Int. 205, 67–76. https://doi.org/10.1093/gji/ggw001

Gaina, C., van Hinsbergen, D.J.J., Spakman, W., 2015. Tectonic interactions between India and Arabia since the Jurassic reconstructed from marine geophysics, ophiolite geology, and seismic tomography: INDIA-ARABIA TECTONIC INTERACTIONS. Tectonics 34, 875–906. https://doi.org/10.1002/2014TC003780

Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Ricou, L.-E., 2002. The mafic–ultramafic complex of Sikhoran (central Iran): a polygenetic ophiolite complex. Comptes Rendus Geosci. 334, 431–438. https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01770-4

Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J., Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics, 40Ar–39Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. Tectonophysics 393, 175–196. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.035

Ghazi, J.M., Moazzen, M., Rahgoshay, M., Moghadam, H.S., 2010. Mineral chemical composition and geodynamic significance of peridotites from Nain ophiolite, central Iran. J. Geodyn. 49, 261–270.

Gill, J.B., 2012. Orogenic andesites and plate tectonics., Springer Science&Business Media. ed.

Gnos, E., Immenhauser, A., Peters, Tj., 1997. Late Cretaceous/early Tertiary convergence between the Indian and Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments. Tectonophysics 271, 1–19. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00249-1

Gomez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutierrez, F., 2006. Geochemical Evidence for Slab Melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. J. Petrol. 48, 537–562. https://doi.org/10.1093/petrology/egl071

Gowd, T.N., Srirama Rao, S.V., 1992. Tectonic Stress Field in the Indian Subcontinent 97, 879–888.

Green, E.C.R., White, R.W., Diener, J.F.A., Powell, R., Holland, T.J.B., Palin, R.M., 2016. Activity-composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. Journal of Metamorphic Geology 34, 845–869. https://doi.org/10.1111/jmg.12211

Guest, B., Stockli, D.F., Grove, M., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J., 2006. Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. Geol. Soc. Am. Bull. 118, 1507–1521. https://doi.org/10.1130/B25819.1

Guest, Bernard, Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. Geosphere 2, 35–52.

Guilmette, C., Smit, M.A., van Hinsbergen, D.J.J., Gürer, D., Corfu, F., Charette, B., Maffione, M., Rabeau, O., Savard, D., 2018. Forced subduction initiation recorded in the sole and crust of the Semail Ophiolite of Oman. Nature Geoscience 11, 688–695. https://doi.org/10.1038/s41561-018-0209-2

Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Martin, H., Arnaud, N., Fourcade, S., Cotten, J., Maury, R.C., 2003. Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: Origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile Triple Junction: RECENT CHILE TRIPLE JUNCTION VOLCANISM. J. Geophys. Res. Solid Earth 108. https://doi.org/10.1029/2002JB002119

Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M., de la Cruz, R., 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46–47°S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. J. Volcanol. Geotherm. Res. 149, 346–370. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.002

Guo, Z., Wilson, M., Liu, J., 2007. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. Lithos 96, 205–224. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.011

Gutenberg, B., Richter, C.F., 1954. Seismicity of the Earth (2nd edition). Princeton Univ. Press.

Hacker, B.R., Mosenfelder, J.L., Gnos, E., 1996. Rapid emplacement of the Oman ophiolite: Thermal and geochronologic constraints. Tectonics 15, 1230–1247. https://doi.org/10.1029/96TC01973

Hässig, M., Duretz, T., Rolland, Y., Sosson, M., 2016. Obduction of old oceanic lithosphere due to reheating and plate reorganization: Insights from numerical modelling and the NE Anatolia – Lesser Caucasus case example. J. Geodyn. 96, 35–49. https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.02.007

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th–Co Discrimination Diagram. J. Petrol. 48, 2341–2357. https://doi.org/10.1093/petrology/egm062

Hayden, L.A., Watson, E.B., Wark, D.A., 2008. A thermobarometer for sphene (titanite). Contributions to Mineralogy and Petrology 155, 529–540. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0256-y

Henry, D.J., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. American Mineralogist 90, 316–328. https://doi.org/10.2138/am.2005.1498

Hess, H., Engel, A., James, H.L., Leonard, B.F., 1962. History of ocean basins.

Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J.-P., Cotten, J., 2007. Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). J. Volcanol. Geotherm. Res. 159, 366–392. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.007

Holdaway, M.J., 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. American Mineralogist 85, 881–892. https://doi.org/10.2138/am-2000-0701

Holmes, A., 1945. Principles of physical geology. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar 67, 115–116.

Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to mineralogy and petrology 116, 433–447.

Holland, T., Powell, R., 2003. Activity composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. Contributions to Mineralogy and Petrology 145, 492–501. https://doi.org/10.1007/s00410-003-0464-z

Holland, T.J.B., Powell, R., 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids: THERMODYNAMIC DATASET FOR PHASES OF PETROLOGICAL INTEREST.

Journal of Metamorphic Geology 29, 333–383. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x

Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Reza Gheitanchi, M., Javad Bolourchi, M., 2006. Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran. Geophys. J. Int. 166, 1161–1177. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02983.x

Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M.J., Jackson, J., Copley, A., 2010. Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene: Thrust and strike-slip faulting in NE Iran. Geophys. J. Int. no-no. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04591.x

Homberg, C., 1997. Analyse des déformations cassantes dans le Jura et modélisation numérique des perturbations des contraintes tectoniques autour d'accidents majeurs = Analysis of brittle structures in the Jura mountains and numerical modelling of stress perturbations around major discontinuities (Text).

Hunziker, D., Burg, J.-P., Bouilhol, P., von Quadt, A., 2015. Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. Tectonics 34, 571–593. https://doi.org/10.1002/2014TC003768

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Can. J. Earth Sci. 8, 523–548. https://doi.org/10.1139/e71-055

Isacks, B., Oliver, J., Sykes, L.R., 1968. Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res. 73, 5855–5899. https://doi.org/10.1029/JB073i018p05855

Jackson, J., Haines, J., Holt, W., 1995. The accommodation of Arabia-Eurasia Plate convergence in Iran. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 15205–15219. https://doi.org/10.1029/95JB01294

Jakes, P., Gill, J., 1970. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth Planet. Sci. Lett. 9, 17–28. https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90018-X

Jannessary, M.R., Whitechurch, H., 2008. The birth of an oceanic crust at the foot of Gond- wana margin (Neyriz ophiolite, Iran) 10.

Javadi, H.R., Ghassemi, M.R., Shahpasandzadeh, M., Guest, B., Ashtiani, M.E., Yassaghi, A., Kouhpeyma, M., 2013. History of faulting on the Doruneh Fault System: implications for the kinematic changes of the Central Iranian Microplate. Geol. Mag. 150, 651–672. https://doi.org/10.1017/S0016756812000751

Javadi, H.R., Esterabi Ashtiani, M., Guest, B., Yassaghi, A., Ghassemi, M.R., Shahpasandzadeh, M., Naeimi, A., 2015. Tectonic reversal of the western Doruneh Fault System: Implications for Central Asian tectonics: TECTONIC REVERSAL OF THE WESTERN DFS. Tectonics 34, 2034–2051. https://doi.org/10.1002/2015TC003931

Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Ahmadian, S., Saidi, A., 2011a. Plio–Quaternary tectonic regime changes in the transition zone between Alborz and Kopeh Dagh mountain ranges (NE Iran). Tectonophysics 506, 86–108. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.04.013

Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Siame, L., Léanni, L., Bourlès, D., Ahmadian, S., 2011b. Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones): Geodynamic implications for NNE Iran. J. Geodyn. 52, 290–303. https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.02.005

Jenkyns, H.C., 1980. Tethys: past and present. Proc. Geol. Assoc. 91, 107–118. https://doi.org/10.1016/S0016-7878(80)80018-6

Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J., Khatib, M.M., Whitechurch, H., 2017. Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics: Paleostress Field in Eastern Iran. Tectonics 36, 321–339. https://doi.org/10.1002/2016TC004275

Jentzer, M., Whitechurch, H., Agard, P., Ulrich, M., Caron, B., Zarrinkoub, M.H., Kohansal, R., Miguet, L., Omrani, J., Fournier, M., 2020. Late Cretaceous calc-alkaline and adakitic magmatism in the Sistan suture zone (Eastern Iran): Implications for subduction polarity and regional tectonics. Journal of Asian Earth Sciences 104588. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104588

Johnson, M.C., Plank, T., 2000. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments: The fate of subducted sediments. Geochem. Geophys. Geosystems 1, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/1999GC000014

Jolivet, L., Faccenna, C., Agard, P., Frizon de Lamotte, D., Menant, A., Sternai, P., Guillocheau, F., 2016. Neo-Tethys geodynamics and mantle convection: from extension to compression in Africa and a conceptual model for obduction. Can. J. Earth Sci. 53, 1190–1204. https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0118

Joron, J.-L., 2000. Elements hygromagmaphiles : concepts, methodes d'etude. applications a l'etude de la petrogenese des magmas et aux proprietes de leurs sources mantelliques. mise au point et valorisation d'un outil geochimique : l'analyse par activation neutronique. Université Paris VII.

Jourdan, F., Renne, P.R., 2007. Age calibration of the Fish Canyon sanidine 40Ar/39Ar dating standard using primary K–Ar standards. Geochimica et Cosmochimica Acta 71, 387–402. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.09.002

Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, C., Baumann, A., Horn, P., 1983. Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran. Minist. Mines Met. GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran 51, 285–336.

Kananian, A., Juteau, T., Bellon, H., Darvishzadeh, A., Sabzehi, M., Whitechurch, H., Ricou, L.-E., 2001. The ophiolite massif of Kahnuj (western Makran, southern Iran): new geological and geochronological data. Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 332, 543–552. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01574-9

Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., 2011. Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia–Eurasia convergence. Tectonophysics 502, 221–243. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.02.004

Karagaranbafghi, F., Foeken, J.P.T., Guest, B., Stuart, F.M., 2012. Cooling history of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: Implications for the Eurasia–Arabia collision. Tectonophysics 524–525, 100–107. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.022

Karagianni, I., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., 2015. Reviewing the active stress field in Central Asia by using a modified stress tensor approach. J. Seismol. 19, 541–565. https://doi.org/10.1007/s10950-015-9481-4

Karimpour, M., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S., Malekezadeh, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. Geopersia 1, 19–54.

Kawahata, H., Nohara, M., Ishizuka, H., Hasebe, S., Chiba, H., 2001. Sr isotope geochemistry and hydrothermal alteration of the Oman ophiolite. J. Geophys. Res. Solid Earth 106, 11083–11099. https://doi.org/10.1029/2000JB900456

Khalatbari Jafari, M., Babaie, H.A., Gani, M., 2013. Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. J. Asian Earth Sci. 70–71, 209–230. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.03.015

Khan, S.D., Flower, M.F.J., Sultan, M.I., Sandvol, E., 2006. Introduction to TETHYS?an interdisciplinary GIS database for studying continental collisions. Journal of Asian Earth Sciences 26, 613–625. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.12.001

Kimura, J.-I., Hacker, B.R., van Keken, P.E., Kawabata, H., Yoshida, T., Stern, R.J., 2009. Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application: ARC BASALT SIMULATOR. Geochem. Geophys. Geosystems 10, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2008GC002217

Kluyver, H.M., Griffis, R.J., Tirrul, R., Chance, P.N., Meixner, H.M., 1978. Explanatory Text of the Lakar Kuh Quadrang.

Kogiso, T., Tatsumi, Y., Shimoda, G., Barsczus, H.G., 1997. High μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia: New evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. J. Geophys. Res. Solid Earth 102, 8085–8103. https://doi.org/10.1029/96JB03892

Kontoyannis, C.G., Vagenas, N.V., 2000. Calcium carbonate phase analysis using XRD and FT-Raman spectroscopy. The Analyst 125, 251–255. https://doi.org/10.1039/a908609i

Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D., Wallis, S., 2014. A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width: Raman CM geothermometer using FWHM. Island Arc 23, 33–50. https://doi.org/10.1111/iar.12057

Kuno, H., 1968. Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, in: Differentiation of Basalt Magmas. New York, pp. 623–688.

Kurzawa, T., Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Berndt, J., Lisker, F., 2017. Cretaceous high-pressure metamorphism and low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran: Additional temperature estimates for eclogites, geological significance of U-Pb zircon ages and Rb-Sr constraints on the timing of exhumation. Journal of Asian Earth Sciences 147, 332–344. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.07.051

Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., Cottle, J.M., 2013. Laser-ablation split-stream ICP petrochronology. Chemical Geology 345, 99–112. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.02.019

Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S., Meyer, B., 2006. Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): Implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros: stress fields in the Western Fars (Iran). Tectonics 25, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2005TC001831

Lacombe, O., Amrouch, K., Mouthereau, F., Dissez, L., 2007. Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. Geology 35, 263–266.

Lacombe, O., Bellahsen, N., Mouthereau, F., 2011. Fracture patterns in the Zagros Simply Folded Belt (Fars, Iran): constraints on early collisional tectonic history and role of basement faults. Geol. Mag. 148, 940–963. https://doi.org/10.1017/S001675681100029X

Lagabrielle, Y., Vitale Brovarone, A., Ildefonse, B., 2015. Fossil oceanic core complexes recognized in the blueschist metaophiolites of Western Alps and Corsica. Earth-Sci. Rev. 141, 1–26. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.004

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland): RSCM in low-grade metasediments. Terra Nova 22, 354–360. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x

Lanphere, M.A., Pamic, J., 1983. 40Ar/39Ar ages and tectonic setting of ophiolite from the Neyriz area, southeast Zagros range, Iran. Tectonophysics 245–256.

Lawrence, R.D., Yeats, R.S., Khan, S.H., Farah, A., DeJong, K.A., 1981. Thrust and strike slip fault interaction along the Chaman transform zone, Pakistan. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 9, 363–370. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1981.009.01.33

Leake, B.E., Wooley, A.R., ARPS, C.E.S., Birch, W.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the committee on Amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names 28.

Leroy, S., Mauffret, A., Patriat, P., Mercier de Lepinay, B., 2000. An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies. Geophysical Journal International 141, 539–557. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00059.x

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res. 73, 3661–3697. https://doi.org/10.1029/JB073i012p03661

Lindenberg, H.G., Groler, K., 1984. Post-paleozoic stratigraphy, structure and orogenetic evolution of the southern Sabzevar zone and the Taknar block.

Luais, B., Telouk, P., Albaréde, F., 1997. Precise and accurate neodymium isotopic measurements by plasma-source mass spectrometry. Geochim. Cosmochim. Acta 61, 4847–4854. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00293-7

Lucazeau, F., 2019. Analysis and mapping of an updated terrestrial heat flow dataset. Geochem. Geophys. Geosystems. https://doi.org/10.1029/2019GC008389

Mahmoudi, S., Masoudi, F., Corfu, F., Mehrabi, B., 2010. Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U–Pb

geochronology. International Journal of Earth Sciences 99, 1153–1165. https://doi.org/10.1007/s00531-009-0465-x

Malekzade, Z., Bellier, O., Abbassi, M.R., Shabanian, E., Authemayou, C., 2016. The effects of plate margin inhomogeneity on the deformation pattern within west-Central Zagros Fold-and-Thrust Belt. Tectonophysics. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.030

Manatschal, G., Müntener, O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. Tectonophysics 473, 4–19. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.07.021

Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., Lagabrielle, Y., 2011. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex? Lithos 124, 169–184. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.017

Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Proenza, J.A., Gervilla, F., Monie, P., Rodriguez-Vega, A., 2007. Geochemistry of Cretaceous Magmatism in Eastern Cuba: Recycling of North American Continental Sediments and Implications for Subduction Polarity in the Greater Antilles Paleo-arc. J. Petrol. 48, 1813–1840. https://doi.org/10.1093/petrology/egm040

Mareschal, J.-C., Jaupart, C., 2013. Radiogenic heat production, thermal regime and evolution of continental crust. Tectonophysics 609, 524–534. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.001

Marrett, R., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. J. Struct. Geol. 12, 973–986.

Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. Geology 14, 753–756. https://doi.org/10.1130/0091-7613

Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46, 411–429.

Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79, 1–24. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048

Martin, R.F., Piwinskii, A.J., 1972. Magmatism and tectonic settings. J. Geophys. Res. 77, 4966–4975. https://doi.org/10.1029/JB077i026p04966

Masoudi, F., Mehrabi, B., Mahmoudi, S., 2006. Garnet (Almandine-Spessartine) Growth Zoning and Its Application to Constrain Metamorphic History in Dehsalm Complex, Iran 17, 11.

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daigni?res, M., Nankali, H., Van Gorp, S., 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. Geophys. J. Int. 170, 436–440. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03477.x

Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Rashid, H., 2015. Post-Cimmerian (Jurassic–Cenozoic) paleogeography and vertical axis tectonic rotations of Central Iran and the Alborz Mountains. J. Asian Earth Sci. 102, 92–101. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.09.038

Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F., Eshraghi, S.A., 2012. Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data. Geol. Soc. Am. Bull. B30479-1.

Maurizot, P., Fauvelet, E., Eftekhar-Nezhad, J., 1990a. Explanatory text of the Gazik quadrangle map 1:250,000.

Maurizot, P., Fauvelet, E., Eftekhar-Nezhad, J., 1990b. Explanatory text of the Shahrakht quadrangle map 1:250,000.

Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., 1996. Fusion de la coûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines). BSGF 167, 579–595.

Mazhari, S.A., Klötzli, U., Safari, M., 2019. Petrological investigation of Late Cretaceous magmatism in Kaboodan area, NE Iran: Evidence for an active continental arc at Sabzevar zone. Lithos 348–349, 105183. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105183

McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. J. Asian Earth Sci. 15, 517–531.

McCall, G.J.H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 195, 147–204. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.195.01.10

McQuarrie, N., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophys. Res. Lett. 30. https://doi.org/10.1029/2003GL017992

Mercier, J.L., Carey-Gailhardis, E., Sebrier, M., Stein, S., Mercier, J.L., Hancock, P., England, P., 1991. Palaeostress Determinations from Fault Kinematics: Application to the Neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes [and Discussion]. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci. 337, 41–52. https://doi.org/10.1098/rsta.1991.0105

Metcalfe, I., 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. Journal of Asian Earth Sciences 66, 1–33. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.020

Mirnejad, H., Raeisi, D., McFarlane, C., Sheibi, M., 2019. Tafresh intrusive rocks within the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc: Appraisal of Neo-Tethys subduction. Geol. J. 54, 1745–1755. https://doi.org/10.1002/gj.3266

Moazzen, M., Modjarrad, M., Zarrinkoub, M., 2006. Mineral chemistry, petrogenesis and P–T conditions of formation of harzburgitic peridotites from south of Birjand, Eastern Iran. J. Asian Earth Sci. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.07.009

Mobasher, K., Babaie, H.A., 2008. Kinematic significance of fold- and fault-related fracture systems in the Zagros mountains, southern Iran. Tectonophysics 451, 156–169. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.060

Moghadam, H.S., Whitechurch, H., Rahgoshay, M., Monsef, I., 2009. Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. Comptes Rendus Geosci. 341, 1016–1028. https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.06.011

Moghadam, H.S., Stern, R.J., 2011. Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. Geol. Mag. 148, 762–801. https://doi.org/10.1017/S0016756811000410

Moghadam, H.S., Stern, R.J., Chiaradia, M., Rahgoshay, M., 2013. Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher–Baft ophiolite, central Iran 15.

Moghadam, H.S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R.J., Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. Lithos 210–211, 224–241. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.004

Moghadam, H.S., Stern, R.J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. J. Asian Earth Sci. 100, 31–59. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.12.016

Mohammadi, A., Burg, J.-P., Bouilhol, P., Ruh, J., 2016a. U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. Lithos 248–251, 293–308. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.003

Mohammadi, A., Burg, J.-P., Winkler, W., Ruh, J., von Quadt, A., 2016b. Detrital zircon and provenance analysis of Late Cretaceous–Miocene onshore Iranian Makran strata: Implications for the tectonic setting. Geological Society of America Bulletin 128, 1481–1499. https://doi.org/10.1130/B31361.1

Monié, P., Agard, P., 2009. Coeval blueschist exhumation along thousands of kilometers: Implications for subduction channel processes: Insights into subduction channel processes. Geochem. Geophys. Geosystems 10, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2009GC002428

Montenat, C., 2009. The Mesozoic of Afghanistan. GeoArabia 14, 64.

Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Arnaud, N., 1999. Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology. J. Volcanol. Geotherm. Res. 90, 49–79. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00021-9

Moslempour, M.E., Khalatbari-Jafari, M., Ghaderi, M., Yousefi, H., Shahdadi, S., 2015. Petrology, geochemistry and tectonics of the extrusive sequence of Fannuj-Maskutan ophiolite, Southeastern Iran. J. Geol. Soc. India 85, 604–618.

Mousavi, S.M., 2017. Spatial variation in the frequency-magnitude distribution of earthquakes under the tectonic framework in the Middle East. J. Asian Earth Sci. 147, 193–209. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.07.040

Mousavi, N., Ebbing, J., 2018. Basement characterization and crustal structure beneath the Arabia–Eurasia collision (Iran): A combined gravity and magnetic study. Tectonophysics 731–732, 155–171. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.018

Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., De Boisgrollier, T., Kargar, S., 2007. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran): SEQUENCE OF DEFORMATION IN THE ZAGROS. Tectonics 26, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2007TC002098

Mouthereau, F., Lacombe, O., Vergés, J., 2012. Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. Tectonophysics 532–535, 27–60. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022

Nabavi, M.H., Shahrabi, M., n.d. Geological map of Porang 1:100 000 scale; N° 8054. Geol. Surv. Iran.

Nadimi, A., 2007. Evolution of the Central Iranian basement. Gondwana Res. 12, 324–333. https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.012

Nasrabady, M., Rossetti, F., Theye, T., Vignaroli, G., 2011. Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran). Solid Earth 2, 219–243. https://doi.org/10.5194/se-2-219-2011

Navabpour, P., Angelier, J., Barrier, E., 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). Tectonophysics 432, 101–131. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.12.007

Navabpour, P., Angelier, J., Barrier, E., 2008. Stress state reconstruction of oblique collision and evolution of deformation partitioning in W-Zagros (Iran, Kermanshah). Geophys. J. Int. 175, 755–782. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03916.x

Navabpour, P., Barrier, E., 2012. Stress states in the Zagros fold-and-thrust belt from passive margin to collisional tectonic setting. Tectonophysics 581, 76–83. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.011

Navabpour, P., Malz, A., Kley, J., Siegburg, M., Kash, N., Ustaszewski, K., in press. Intraplate brittle deformation and states of paleostress constrained by fault kinematics in central German platform. Tectonophysics.

Neumayr, M., 1887. Erdgeschichte. Verl. Bibliogr. Inst. 880.

Nozaem, R., Mohajjel, M., Rossetti, F., Della Seta, M., Vignaroli, G., Yassaghi, A., Salvini, F., Eliassi, M., 2013. Post-Neogene right-lateral strike–slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e–Sarhangi Fault), Central Iran. Tectonophysics 589, 220–233. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.001

Omidianfar, S., Monsef, I., Rahgoshay, M., Zheng, J., Cousens, B., 2020. The middle Eocene high-K magmatism in Eastern Iran Magmatic Belt: constraints from U-Pb zircon geochronology and Sr-Nd isotopic ratios. International Geology Review 1–18. https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1716272

Omrani, H., Moazzen, M., Oberhansli, R., Altenberger, U., Lange, M., 2013. The Sabzevar blueschists of the North-Central Iranian micro-continent as remnants of the Neotethys-related oceanic crust subduction. Int J Earth Sci 22.

Omrani, H., 2017a. Geodynamic evolution of the Sabzevar zone, northern central Iranian micro-continent. Miner Petrol 19. https://doi.org/10.1007/s00710-017-0505-3

Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Moslempour, M.E., 2017b. Iranshahr blueschist: subduction of the inner Makran oceanic crust. J. Metamorph. Geol. 35, 373–392. https://doi.org/10.1111/jmg.12236

Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos 106, 380–398. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008

Ozsvárt, P., Bahramnejad, E., Bagheri, S., Sharifi, M., 2020. New Albian (Cretaceous) radiolarian age constraints for the Dumak ophiolitic mélange from the Shuru area, Eastern Iran. Cretac. Res. 104451. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104451

Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.-Y., Chu, C.-H., Lee, H.-Y., Lo, C.-H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. Lithos 180–181, 234–251. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009

Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.-M., Chu, C.-H., Lee, H.-Y., Lo, C.-H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran. Chem. Geol. 306–307, 40–53. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.020

Parnell-Turner, R., Escartín, J., Olive, J.-A., Smith, D.K., Petersen, S., 2018. Genesis of corrugated fault surfaces by strain localization recorded at oceanic detachments. Earth Planet. Sci. Lett. 498, 116–128. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.034

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 26, 2508. https://doi.org/10.1039/c1ja10172b

Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., Péquegnat, C., 2010. Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 330, 5–18. https://doi.org/10.1144/SP330.2

Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett. 121, 227–244. https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90042-6

Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W., Searle, M.P., 1981. The Oman Ophiolite as a Cretaceous Arc-Basin Complex: Evidence and Implications. Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci. 300, 299–317. https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0066

Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (Eds.), 1992. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125 Scientific Results, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.1992

Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P., 1997. A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. Geostandards and Geoanalytical Research 21, 115–144. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1997.tb00538.x

Peccerillo, A., Lustrino, M., 2005. Compositional variations of Plio-Quaternary magmatism in the circum-Tyrrhenian area: Deep versus shallow mantle processes, in: Special Paper 388: Plates, Plumes and Paradigms. Geological Society of America, pp. 421–434. https://doi.org/10.1130/0-8137-2388-4.421

Peterman, Z.E., Hedge, C.E., Tourtelot, H.A., 1970. Isotopic composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time. Geochim. Cosmochim. Acta 34, 105–120. https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90154-7

Picazo, S., Cannat, M., Delacour, A., Escartin, J., Rouméjon, S., Silantyev, S., 2012. Deformation associated with the denudation of mantle-derived rocks at the Mid-Atlantic Ridge 13°-15°N: The role of magmatic injections and hydrothermal alteration: denudation of ultramafic rocks. Geochem. Geophys. Geosystems 13. https://doi.org/10.1029/2012GC004121

Picazo, S., Manatschal, G., Cannat, M., Andréani, M., 2013. Deformation associated to exhumation of serpentinized mantle rocks in a fossil Ocean Continent Transition: The Totalp unit in SE Switzerland. Lithos 175–176, 255–271. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.010

Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. Anal. Chim. Acta 298, 209–217. https://doi.org/10.1016/0003-2670(94)00274-6

Pin, C., Zalduegui, J.S., 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. Anal. Chim. Acta 339, 79–89. https://doi.org/10.1016/S0003-2670(96)00499-0

Pirnia, T., 2020. Cretaceous tectonic evolution of the Neo-Tethys in Central Iran: Evidence from petrology and age of the Nain-Ashin ophiolitic basalts. Geosci. Front. 25.

Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chem. Geol. 145, 325–394. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2

Plunder, A., Agard, P., Chopin, C., Soret, M., Okay, A.I., Whitechurch, H., 2016. Metamorphic sole formation, emplacement and blueschist facies overprint: early subduction dynamics witnessed by western Turkey ophiolites. Terra Nova 28, 329–339. https://doi.org/10.1111/ter.12225

Pouchou, J.-L., Pichoir, F., 1991. Quantitative Analysis of Homogeneous or Stratified Microvolumes Applying the Model "PAP," in: Electron Probe Quantitation 31–75.

Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. Nature 410, 197–200.

Rad, G.R.F., Droop, G.T.R., Burgess, R., 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Geol. J. 44, 104–116. https://doi.org/10.1002/gj.1135

Raman, C.V., Krishnan, K.S., 1928. A new type of secondary radiation 121, 501–502.

Ramos, V.A., 2005. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. Tectonophysics 399, 73–86. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.016

Reches, Z.E., 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. Tectonics 6, 849–861.

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Feghhi, K., Soleymani, S., 2004. Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system: collision-subduction transition in Iran. Tectonics 23, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2003TC001599

Richards, J.P., Sholeh, A., 2016. Chapter 7 The Tethyan Tectonic History and Cu-Au Metallogeny of Iran 20.

Richards, J.P., Şengör, A.M.C., 2017. Did Paleo-Tethyan anoxia kill arc magma fertility for porphyry copper formation? Geology 45, 591–594. https://doi.org/10.1130/G38954.1

Rioux, M., Bowring, S., Kelemen, P., Gordon, S., Miller, R., Dudás, F., 2013. Tectonic development of the Samail ophiolite: High-precision U-Pb zircon geochronology and Sm-Nd isotopic constraints on crustal growth and emplacement: TECTONIC HISTORY OF THE SAMAIL OPHIOLITE. J. Geophys. Res. Solid Earth 118, 2085–2101. https://doi.org/10.1002/jgrb.50139

Rioux, M., Garber, J., Bauer, A., Bowring, S., Searle, M., Kelemen, P., Hacker, B., 2016. Synchronous formation of the metamorphic sole and igneous crust of the Semail ophiolite: New constraints on the tectonic evolution during ophiolite formation from high-precision U–Pb zircon geochronology. Earth and Planetary Science Letters 451, 185–195. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.051

Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., Vernant, P., 2006. Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran–southern Caspian geodynamics. Geology 34, 477. https://doi.org/10.1130/G22319.1

Robert, A.M.M., Letouzey, J., Kavoosi, M.A., Sherkati, S., Müller, C., Vergés, J., Aghababaei, A., 2014. Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. Marine and Petroleum Geology 57, 68–87. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.05.002

Rodriguez, M., Huchon, P., Chamot-Rooke, N., Fournier, M., Delescluse, M., Smit, J., Plunder, A., Calvès, G., Ninkabou, D., Pubellier, M., François, T., Agard, P., Gorini, C., 2020. Successive shifts of the India-Africa transform plate boundary during the Late Cretaceous-Paleogene interval: Implications for ophiolite emplacement along transforms. Journal of Asian Earth Sciences 191, 104225. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104225

Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M.H., Vaziri, H.M., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran):

implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. Terra Nova 22, 26–34. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00912.x

Rossetti, F., Nasrabady, M., Theye, T., Gerdes, A., Monié, P., Lucci, F., Vignaroli, G., 2014. Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). Geological Society of America Bulletin 27.

Roth, E., Poty, B., 1985. Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels-applications., Masson. ed.

Saadat, S., Stern, C.R., 2016. Distribution and geochemical variations among paleogene volcanic rocks from the north-central Lut block, eastern Iran. Iranian Journal of Earth Sciences.

Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. Lithos 117, 209–228. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.016

Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L., Bianchini, G., 2013. Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean. Gondwana Res. 24, 392–411. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.009

Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Chiari, M., Barbero, E., 2018. New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: Evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran). Gondwana Res. 62, 306–327. https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.013

Sauter, D., Cannat, M., Roum?jon, S., Andreani, M., Birot, D., Bronner, A., Brunelli, D., Carlut, J., Delacour, A., Guyader, V., MacLeod, C.J., Manatschal, G., Mendel, V., M?nez, B., Pasini, V., Ruellan, E., Searle, R., 2013. Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years. Nat. Geosci. 6, 314–320. https://doi.org/10.1038/ngeo1771

Schmitz, M.D., Bowring, S.A., 2001. U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U-Pb geochronology and its application to young

volcanic rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 65, 2571–2587. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00616-0

Schmitz, M.D., Schoene, B., 2007. Derivation of isotope ratios, errors, and error correlations for U-Pb geochronology using 205 Pb- 235 U-(233 U)-spiked isotope dilution thermal ionization mass spectrometric data: U-PB ISOTOPE RATIO DERIVATION. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2006GC001492

Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., Lanari, P., Auzende, A.L., 2013. Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. Lithos 178, 197–210. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.023

Searle, M., Cox, J., 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. Geological Society of America Bulletin 19.

Seghedi, I., Downes, H., 2011. Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. Gondwana Res. 20, 655–672. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.06.009

Sella, G.F., Dixon, T.H., Mao, A., 2002. REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. J. Geophys. Res. Solid Earth 107, ETG 11-1-ETG 11-30. https://doi.org/10.1029/2000JB000033

Sengör, A.M.C., Altıner, D., Cin, A., Ustaömer, T., Hsü, K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 37, 119–181. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09

Sepidbar, F., Frederico, L., Habib, B., Mohamed Zaki, K., Peng, J., 2020. Geochemistry and tectonic significance of the Fannuj-Maskutan SSZ-type ophiolite (Inner Makran, SE Iran). International Geology Review 29. https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1753118

Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. Earth-Science Reviews 113, 212–270. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002

Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L., Farbod, Y., 2010. Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges. Tectonophysics 480, 280–304. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.022

Sharkovski, M., Susov, M., Krivyakin, B., 1984. Geology of the Anarak area (Central Iran). Explanatory text of the Anarak quadrangle map.

Sherkati, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling: CENTRAL ZAGROS FOLD-THRUST BELT. Tectonics 25, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2004TC001766

Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett. 59, 101–118. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0

Shirdashtzadeh, N., Kachovich, S., Aitchison, J.C., Samadi, R., 2015. Mid-Cretaceous radiolarian faunas from the Ashin Ophiolite (western Central-East Iranian Microcontinent). Cretac. Res. 56, 110–118. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.04.003

Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Morishita, T., 2020. Evolution of lithospheric mantle in the north of Nain-Baft oceanic crust (Neo-Tethyan ophiolite of Ashin, Central Iran). Isl. Arc 29. https://doi.org/10.1111/iar.12342

Siehl, A., 2017. Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment – a review. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 427, 57–88. https://doi.org/10.1144/SP427.8

Soffel, H.C., Förster, H.G., 1984. Polar Wander Path of the Central-East-Iran Microplate Including New Results. Neues Jahrb. Für Geol. Paläontol. - Abh. 168, 165–172. https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/165

Soffel, H.C., Davoudzadeh, M., Rolf, C., Schmidt, S., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. Geol. Rundsch. 85, 293–302. https://doi.org/10.1007/s005310050075

Soret, M., Agard, P., Dubacq, B., Plunder, A., Yamato, P., 2017. Petrological evidence for stepwise accretion of metamorphic soles during subduction infancy (Semail ophiolite, Oman and UAE). Journal of Metamorphic Geology. https://doi.org/10.1111/jmg.12267

Spandler, C., Hammerli, J., Sha, P., Hilbert-Wolf, H., Hu, Y., Roberts, E., Schmitz, M., 2016. MKED1: A new titanite standard for in situ analysis of Sm–Nd isotopes and U–Pb geochronology. Chemical Geology 425, 110–126. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.01.002

Spencer, K.J., Hacker, B.R., Kylander-Clark, A.R.C., Andersen, T.B., Cottle, J.M., Stearns, M.A., Poletti, J.E., Seward, G.G.E., 2013. Campaign-style titanite U–Pb dating by laser-ablation ICP: Implications for crustal flow, phase transformations and titanite closure. Chemical Geology 341, 84–101. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.11.012

Stampfli, G.M., Borel, G.D., Cavazza, W., Mosar, J., Ziegler, P.A., 2001. Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369). Episodes 24, 222–228. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2001/v24i4/001

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters 196, 17–33. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2004. The TRANSMED Transects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain, in: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, Gerard M., Ziegler, P.A. (Eds.), The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 53–80. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_3

Steinmann, G., 1927. Die ophiolithischen Zonen in dem mediterranen Kettengebirge 14th Intern. Geol. Congr. Madrid, 638–667.

Stern, C.R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. Contrib. Mineral. Petrol. 123, 263–281. https://doi.org/10.1007/s004100050155

Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran : a review. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 52, 1229–1258.

Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. Geol. Cont. Margins 873–887.

Suess, E., 1862. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt. Kais.-K. Geol. Reichsanst. 12, 251–260.

Suess, E., 1888. Das Antlitz der Erde, Vol. 2. F Tempsky Prag Wien G Freytag Leipz. 704.

Sun, S. -s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Special Publication, 313–345.

Tang, G., Wang, Q., Wyman, D.A., Li, Z.-X., Zhao, Z.-H., Jia, X.-H., Jiang, Z.-Q., 2010. Ridge subduction and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Evidence from Late Carboniferous adakites and high-Mg diorites in the western Junggar region, northern Xinjiang (west China). Chem. Geol. 277, 281–300. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.08.012

Tapponnier, P., Mercier, J.L., Proust, F., Andrieux, J., Armijo, R., Bassoullet, J.P., Brunel, M., Burg, J.P., Colchen, M., Dupre, B., Girardeau, J., Marcoux, J., Mascle, G., Matte, P., Nicolas, A., Tingdong, L., Xuchang, X., Chenfa, C., Paoyu, L., Guangcen, L., Naiwen, W., Guoming, C., Tonglin, H., Xibin, W., Wanming, D., Haixiang, Z., Huaibin, S., Yongong, C., Ji, Z., Hongrong, Q., 1981. The Tibetan side of the India-Eurasia collision. Nature 294, 405–410. https://doi.org/10.1038/294405a0

Tindle, A.G., Pearce, J.A., 1981. Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon pluton, Scotland. Contrib. Mineral. Petrol. 78, 196–207. https://doi.org/10.1007/BF00373781

Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geol. Soc. Am. Bull. 94, 134–150.

Tirrul, R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1980. Geology of the Zabol Quadrangle, 1 : 250.000. Rep. Submitt. Geol. Miner. Surv. Iran.

Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2017. Earth History and Palaeogeography. Cambridge University Press, Cambridge. https://doi.org/10.1017/9781316225523

van Keken, P.E., Wada, I., Abers, G.A., Hacker, B.R., Wang, K., 2018. Mafic High-Pressure Rocks Are Preferentially Exhumed From Warm Subduction Settings. Geochem. Geophys. Geosystems 19, 2934–2961. https://doi.org/10.1029/2018GC007624

Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran: iranian volcanism. Tectonics 30, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2010TC002809

Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. Geoscience Frontiers 9, 1479–1493. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001

Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International 157, 381–398. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x

Vine, F.J., Matthews, D.H., 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature 4897.

Vitale Brovarone, A., Picatto, M., Beyssac, O., Lagabrielle, Y., Castelli, D., 2014. The blueschist-eclogite transition in the Alpine chain: P-T paths and the role of slow-spreading extensional structures in the evolution of HP-LT mountain belts. Tectonophysics 615–616, 96–121. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.001

Wadati, K., 1935. On the activity of deep focus earthquakes and in the Japan Island and neighbourhoods. Geophys. Mag. 8.

Wakabayashi, J., Dilek, Y., 2000. Spatial and temporal relationships between ophiolites and their metamorphic soles: A test of models of forearc ophiolite genesis, in: Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program. Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/0-8137-2349-3.53

Wakabayashi, J., Dilek, Y., 2003. What constitutes ‘emplacement’ of an ophiolite?: Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 218, 427–447. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.218.01.22

Walker, R., Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran: tectonics of Central and Eastern Iran. Tectonics 23, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2003TC001529

Walker, R.T., 2006. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. J. Struct. Geol. 28, 654–668. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.12.014

Walker, R.T., Khatib, M.M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran: active faulting at Birjand in NE Iran. Tectonics 25, n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2005TC001871

Walker, R.T., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. Geophys. J. Int. 177, 783–805. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04024.x

Wallace, R.E., 1951. Geometry of Shearing Stress and Relation to Faulting. J. Geol. 59, 118–130.

Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J., Masson, F., 2006. Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). Geophys. J. Int. 167, 1077–1088. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03147.x

Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y., Nankali, H., Sedighi, M., 2014. Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data: Eastern Iran current deformation. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 1359–1383. https://doi.org/10.1002/2013JB010620

Wegener, A., 1912. Die Entstehung der Kontinente. Geol Rundsch 3, 276–292. https://doi.org/10.1007/BF02202896

Weill, D.F., Drake, M.J., 1973. Europium Anomaly in Plagioclase Feldspar: Experimental Results and Semiquantitative Model. Science 180, 1059–1060. https://doi.org/10.1126/science.180.4090.1059

White, R.W., Powell, R., Clarke, G.L., 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K2O-FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O-TiO2-Fe2O3: REACTION TEXTURES, MUSGRAVE BLOCK GRANULITES. Journal of Metamorphic Geology 20, 41–55. https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00349.x

White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Johnson, T.E., Green, E.C.R., 2014. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. Journal of Metamorphic Geology 32, 261–286. https://doi.org/10.1111/jmg.12071

Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R., Jolivet, L., 2013. Evidence for Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back-arc to arc: Implications for regional geodynamics and obduction. Lithos 182–183, 11–32. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.07.017

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. Am. Mineral. 95, 185–187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wilson, J.T., 1969. Static or mobile earth: The current scientific revolution. Tectonophysics 7, 600–601. https://doi.org/10.1016/0040-1951(69)90033-X

Wilson, M., Downes, H., 1991. Tertiary--Quaternary Extension-Related Alkaline Magmatism in Western and Central Europe. J. Petrol. 32, 811–849. https://doi.org/10.1093/petrology/32.4.811

Wilson, R.W., Houseman, G.A., Buiter, S.J.H., McCaffrey, K.J.W., Doré, A.G., 2019. Fifty years of the Wilson Cycle concept in plate tectonics: an overview. Geological Society, London, Special Publications 470, 1–17. https://doi.org/10.1144/SP470-2019-58

Wood, D.A., Joron, J.-L., Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth Planet. Sci. Lett. 45, 326–336. https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90133-X

Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth Planet. Sci. Lett. 231, 53–72. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.005

Xu, W.-L., Wang, Q.-H., Wang, D.-Y., Guo, J.-H., Pei, F.-P., 2006. Mesozoic adakitic rocks from the Xuzhou-Suzhou area, eastern China: Evidence for partial melting of delaminated lower continental crust. J. Asian Earth Sci. 27, 454–464. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.03.010

Yamaji, A., Tomita, S., Otsubo, M., 2005. Bedding tilt test for paleostress analysis. J. Struct. Geol. 27, 161–170. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.08.006

Yang, T.N., Chen, J.L., Liang, M.J., Xin, D., Aghazadeh, M., Hou, Z.Q., Zhang, H.R., 2018. Two plutonic complexes of the Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic belt record Jurassic to Early Cretaceous subduction of an old Neotethys beneath the Iran microplate. Gondwana Res. 62, 246–268. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.03.016

Yazdi, S.H.M., Pourkermani, M., Arian, M., Karkheiran, A., 2012. Determination of Stress Orientation in Sabzevar Ophiolite Zone in (khorasan Razavi Province, Iran). Indian J. Sci. Technol. 5, 3500–3505.

Yousefi, E., Friedberg, J.L., 1977. Aeromagnetic Map of Iran. Quaderangle No. F5.

Zamani G., B., Angelier, J., Zamani, A., 2008. State of stress induced by plate convergence and stress partitioning in northeastern Iran, as indicated by focal mechanisms of earthquakes. J. Geodyn. 45, 120–132. https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.07.003

Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, A., Heidarzadeh, G., 2013. The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on the Cimmerian orogeny. Gondwana Res. 24, 1237–1266. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.013

Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., R. Ghassemi, M., Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. J. Struct. Geol. 28, 2023–2037. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.020

Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., Sabouri, J., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 312, 31–55. https://doi.org/10.1144/SP312.3

Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., Raeesi, M., 2014. Crustal Stress Map of Iran: Insight From Seismic and Geodetic Computations. Pure Appl. Geophys. 171, 1219–1236. https://doi.org/10.1007/s00024-013-0711-9

Zarrinkoub, M.H., Chung, S.L., Chiu, H.Y., Mohammadi, S., Khatib, M., Lin, I.J., 2010. Zircon U–Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran. Abstr. GSA Conf. "Tectonic Crossroads Evol. Orogens Eurasia–Africa–Arabia Vol 520.

Zarrinkoub, M.H., Pang, K.-N., Chung, S.-L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.-Y., Lee, H.-Y., 2012a. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 154, 392–405. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007

Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.H., 2012b. Evaluation of adakites in the northern part of Sistan suture zone, eastern Iran, for porphyry mineralization. Recent Res. Environ. Geol. Sci. 4.

Zhang, L., Li, S., Zhao, Q., 2019. A review of research on adakites. Int. Geol. Rev. 1–18. https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1702592

Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M.R., Rezaeian, M., Talebian, M., Xiang, D., Chen, L., Wan, B., Ao, S., Esmaeili, R., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. Gondwana Res. 62, 227–245. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.04.002

Zhi Min, Wu, F.T., 1987. Nature of the upper crust beneath central Tibet. Earth Planet. Sci. Lett. 84, 204–210. https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90086-0

Zoback, M.L., Zoback, M.D., 1989. Tectonic stress field of the continental United States. Geol. Soc. Am. Mem. 172, 523–540.

Annexes 1 – Supporting information for Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics

Contents of this file

Values of tectonic measurements

Introduction

All measurements made in each sites: beddings, faults (with direction, dip, strickenline and kinematics) and joins.

Site number	GPS coordonates		Type of plans	Direction	Dip (°)	Striation
J4-4	32°21'15.6"	59°23'25.6"	JN	55	30N	
			JN	75	29N	
			I	135	29N	73
			I	126	29N	75
			I	160	31E	59
			I	145	64W	68N
			D	25	52E	33N
J4-7	32°18'45.4"	59°22'56.9"	JN	88	40S	
			JX	10	90*	
			JX	10	89E	
			JX	7	87E	
			JX	0	85E	
			D	174	76E	40S
			S	51	71N	19W
			D	172	75E	36S
			D	160	68E	31S
			D	8	69E	41S
			S	55	74N	24W
			D	9	72E	45S
			D	173	73E	45S
			D	172	82E	39S
J5-8	32°15'30.5"	59°47'16.0"	JN	130	28S	
			JN	110	10S	
			I	117	50S	45
			I	127	52S	70W
			I	114	50S	80W
			I	120	45S	75W
			I	135	35S	54
			I	141	42W	72

J5-8 continue			I	105	35S	80
			I	170	36E	65
			I	80	45N	20
			I	150	43W	55
			I	131	66N	81E
			I	121	26N	20
			I	160	40E	60
			I	150	37E	58
			I	160	51E	63
			I	143	44E	51
			I	157	59E	12
			I	123	61S	83W
			I	112	28N	19
			I	145	45E	51
			I	125	40S	29
			I	121	41S	31
			I	160	44W	60
J6-1	32°16'56.7"	59°43'16.5"	JN	80	10S	
			D	75	73N	28W
			I	145	20E	34
			I	130	45S	30
			I	124	41S	58
			I	132	48S	40
			I	90	39N	21
			I	122	48S	28
J6-2	32°16'48.5"	59°43'20.1"	JN	130	38S	
			D	75	73N	28W
			S	134	88N	4E
			S	128	79N	14E
			S	116	60N	12E
			S	138	88W	35S
			S	134	88S	1E
			S	126	70N	15W
J6-4	32°20'53.3"	59°38'24.6"	JN	125	28S	
			I	155	46W	62S
			I	148	45W	72S
			I	153	49W	67S
			I	145	47W	72S
			I	130	52S	77W
J7-3-2	32°33'00.1"	60°22'34.4"	JN	121	65N	
			S	72	62S	26E
			D	170	77W	10N
			D	168	77W	20N
			D	176	77W	28N

J7-3-2 continue			D	178	88W	23N
			S	55	52S	17E
			D	171	83E	18N
			S	57	52S	29E
			D	170	85E	23N
			D	13	74W	21N
			D	173	80W	29N
			D	170	61W	18N
			D	173	70W	13N
J7-4A	32°33'03.3"	60°22'34.9"	JN	115	60N	
			JN	137	78E	
			S	89	85N	15E
			S	100	80N	21E
			D	27	66W	25N
			S	130	77N	38E
			S	127	82N	33E
			S	126	74N	50E
			S	110	83N	41E
			S	138	79E	55S
J7-5	32°33'23.2"	60°22'53.1"	JN	158	68E	
			N	44	71W	49N
			S	86	64S	26E
			S	85	69S	18E
			S	80	70S	60E
			D	48	72N	55E
			D	53	71N	48E
			D	50	70N	50N
			D	48	68N	53E
			D	49	62N	50E
			S	83	62S	29E
			JX	53	70N	
			JX	83	70S	
			JX	88	69S	
			JX	71	72N	
			JX	56	68N	
			JX	51	74N	
			JX	48	72N	
			JX	80	77S	
			JX	82	67S	
			JX	92	60S	
J7-6A	32°34'55.8"	60°22'05.1"	JN	5	40E	
			S	140	83W	22S
			S	139	77W	20S
			S	135	89W	10S
			S	150	82W	2S

J7-6A continue			D	49	49N	24E
			D	35	72W	23N
			S	143	68W	15S
			S	138	80W	24S
			S	141	82W	18S
			D	40	79W	20N
			D	47	77W	30N
			S	137	86E	3S
			D	46	88N	35E
			S	125	68S	11E
J7-6B	32°34'55.8"	60°22'05.1"	JN	140	10E	
			JN	160	12E	
			I	132	20N	87
			I	144	22W	49
			I	166	22E	81
			I	17	29E	96
			I	5	28E	75
			I	145	20W	60
			I	115	45N	52
			I	150	20W	58
			I	156	26W	63
			I	175	46E	56
			I	178	31E	65
			I	175	43E	68
			I	149	20E	59
			I	110	33N	61
			I	162	41E	70
J8-2	32°04'13.9"	59°25'04.1"	JN	140	33W	
			I	179	25W	63
			I	93	30S	45
			I	135	35S	49
			I	121	26N	39
			I	138	40E	61
			S	132	62N	3W
J8-13	31°54'06.4"	59°38'47.9"	JN	114	17N	
			D	95	68S	15E
			S	148	87W	25N
			D	79	90*	14E
			D	87	79S	16E
			D	77	56S	17W
			D	92	83S	17E
J9-1	31°38'01.9"	59°50'05.2"	JN	55	23N	
			JN	55	23N	
			I	66	21N	155
			I	75	59N	150

J9-1 continue			I	120	33S	160
			I	50	20N	147
			I	43	42W	148
			I	27	17W	162
			I	27	17W	162
			I	45	31N	151
			I	178	36W	164
J10-2A	32°45'39.4"	59°53'00.2"	JN	100	65N	
			JN	112	70N	
			D	51	71N	21W
			D	72	81N	3W
			D	60	90*	9W
			D	65	63N	12W
			D	62	85S	2W
			D	62	74N	5W
			S	25	72W	12S
			D	48	84S	21W
			D	83	90*	9W
			D	61	88S	19W
			D	51	78N	6W
J10-2B	32°45'50.6"	59°53'24.6"	JN	112	70N	
			JN	100	65N	
			S	111	82N	6E
			S	109	80N	11E
			S	80	80N	23E
			S	62	80N	15E
			S	96	88N	30E
			S	90	59N	20E
			S	99	54N	29E
			S	109	70N	2E
			S	88	73N	9W
			S	86	79N	10W
			S	85	85N	16W
			S	77	71N	13W
			D	36	79S	21W
			D	10	71E	30S
J11-8	32°45'25.3"	59°22'42.9"	JN	119	48S	
			D	163	50E	7S
			D	148	74E	10S
			D	150	72E	5S
			D	149	60E	2S
			S	111	71N	3E
			S	119	78N	30E
			JX	40	61W	
			JX	50	81S	

J11-8 continue			JX	51	78S	
			JX	31	58W	
			JX	34	71W	
J11-10	32°44'50.3"	59°18'10.9"	S	95	77S	20W
			S	92	72S	12W
			S	81	80S	13W
			D	27	79E	11S
			D	35	79E	18S
			S	84	88S	9W
			D	43	78W	12N
J11-13	32°43'14.6"	59°17'36.6"	JN	105	76N	
			D	140	69N	16E
			D	150	79N	12W
			D	121	49N	11W
			D	106	84N	3E
			S	30	68W	25N
			S	39	60W	33N
			D	138	81N	41W
			D	164	78W	40N
Si-14b-1	31°51'52.7"	60°10'55.5"	JN	105	49N	
			JN	102	53N	
			S	115	62S	12E
			S	109	55S	7E
			S	106	49S	16E
			S	105	48S	21E
			S	117	43S	22E
Si-14b-2a	31°52'11.5"	60°11'32.3"	JN	28	74W	
			JN	33	79W	
			I	17	44E	90*
			I	34	29E	73N
			I	3	27E	90
			I	3	25E	93
			I	6	43E	102
			I	8	30E	85N
			I	9	29E	86S
			I	176	22W	94
			I	46	12N	85
			I	60	15N	92
			I	10	44E	68
			I	157	34E	55
			I	136	32E	57
			I	160	38E	56
			I	169	37E	63
Si-14b-3a	31°53'20.5"	60°11'57.1"	JN	2	90*	
			JN	176	78E	

Si-14b-3a continue			JN	170	85W	
			JN	167	85E	
			I	86	64S	89W
			I	105	31N	9
			I	102	35N	21
			I	65	15N	24
			I	92	66S	88E
			I	109	73S	79W
			I	112	59S	89W
			I	110	79S	80W
			I	70	26N	13
			I	121	63S	75E
			I	90	45S	17
			S	103	43S	68W
			I	50	30N	39
			I	117	47S	86W
			I	90	41S	80W
			I	93	50S	79W
			S	52	28N	5E
Si-14b-3b	31°53'20.5"	60°11'57.1"	JN	167	85E	
			JN	170	85W	
			JN	2	90*	
			JN	176	78E	
			I	167	55W	61N
			N	103	9S	73
			I	158	51W	74N
			I	164	54W	63N
			N	135	12W	72
			I	138	62W	90*
			I	151	59W	80N
Si-14b-5	32°52'25.0"	59°14'02.2"	JN	122	43S	
			JN	112	55S	
			I	108	70S	85W
			I	124	74S	77W
			I	146	20E	30
			I	115	55N	67E
			I	118	85S	84W
			I	110	75S	83E
			I	106	76S	88W
			I	105	66S	86W
			I	115	60S	80W
Si-14b-6	32°52'06.4"	59°16'28.1"	JN	87	28S	
			I	76	29S	65W
			I	126	44S	85E
			D	6	60W	15S

Si-14b-6 continue			D	175	50W	20S
			I	104	36S	76W
			I	118	28S	82E
			S	87	56N	27W
Si-14b-7	32°07'05.4"	60°01'44.2"	JN	135	47N	
			I	111	49N	88W
			I	105	50N	80E
			I	106	55N	78E
			I	74	76N	46E
			I	102	47N	70E
			I	90	49N	83E
			I	84	38N	70E
			I	111	45N	88W
			FI	98	48N	
			FI	98	56N	
Si-14b-8	32°07'48.8"	60°02'37.7"	JN	168	20E	
			I	176	51E	72N
			S	102	84N	23E
			I	80	15S	52
			S	72	32S	66
			I	92	12S	58
			I	76	26S	62
			I	71	31S	62
			I	83	21S	61
			D	6	74E	32N
Si-14b-13	32°33'08.0"	60°23'10.1"	JN	160	62E	
			JN	160	62E	
			JN	152	83E	
			D	57	74N	48E
			D	59	78N	57E
			D	52	81N	44E
			D	48	76N	50E
			D	43	83W	45N
			D	77	76N	52E
			D	63	73N	58E
			D	63	74N	51E
			D	51	72N	49E
			D	60	78N	48E
			D	83	65N	74E
			D	48	60N	47E
			S	92	69S	63E
			JX	75	85N	
			JX	73	85N	
			JX	71	83N	
			JX	75	81N	

Si-14b-13 continue			JX	68	87N	
			JX	76	88N	
			JX	71	89S	
			JX	69	86N	
			JX	72	85S	
			JX	67	89S	
Si-14b-14a	32°33'01.1"	60°25'32.3"	JN	156	75W	
			JN	145	78E	
			JN	142	86W	
			S	116	71N	14W
			D	34	65E	41S
			D	16	88E	26S
			D	16	88E	36S
			D	15	83E	12S
			D	15	83E	12S
			D	15	83E	33S
			D	34	68E	50S
			D	26	65E	21S
			S	102	63N	6W
			S	112	45N	25W
			S	124	75N	35W
			S	124	68N	5W
			D	25	81E	27S
Si-14b-14b	32°33'01.1"	60°25'32.3"	JN	145	78W	
			JN	142	86W	
			JN	156	75W	
			D	29	84W	12S
			D	5	79W	13S
			D	20	86W	15S
			S	109	73N	17E
			S	101	86N	5E
			S	96	86N	5E
			S	77	68N	3E
			D	21	74W	17S
			D	5	70W	3S
			D	12	73W	17S
Si-14-15	32°34'12.9"	60°23'20.0"	JN	165	35E	
			S	110	86S	19E
			D	14	50W	15N
			S	126	68S	16E
			D	0	64W	15N
			S	112	52S	19W1
			D	29	52W	22N
			S	103	57S	35E
			S	92	78S	43E

Si-14-15 continue			D	174	46W	20N
			S	112	60S	26E
			D	2	64W	14N
			S	122	63S	24E
			D	0	63W	14S
			D	12	48W	10S
			S	108	63S	32E
			D	165	55W	5S
			D	170	61W	10N
			D	168	48W	12N
			S	120	71S	37E
			S	89	60S	41E
			D	160	71W	17S
Si-14b-16	32°12'54.8"	60°03'56.2"	JN	106	86N	
			JN	114	89N	
			I	85	43N	68E
			I	78	50N	59E
			I	75	55N	59E
			I	122	45N	45
			I	108	41N	38
			I	124	42N	41
			I	116	47N	32
			I	112	42N	90*
			I	107	50N	27
			I	118	40N	33
			I	115	56N	28
			I	79	57N	72E
			I	112	42N	30
			I	97	42N	24
			I	109	53N	86E
			I	118	42N	84E
			I	79	34N	66E
			I	126	36N	86E
			I	110	32N	75E
			I	78	57N	85E
Si-14b-18	32°13'08.0"	60°03'56.1"	JN	125	12N	
			JN	20	4W	
			JN	165	5W	
			**	130	26N	43W
			**	106	81N	81E
			**	111	78N	85E
			I	94	22N	4
			I	139	22E	5
			**	138	24E	174
			**	142	36E	28

Si-14b-18 continue			**	87	37N	173
			I	84	26S	13
			**	124	69N	80W
			**	120	71N	90*
			I	133	23N	11
			**	108	52N	82E
			**	115	31N	173
			I	110	73N	80E
			**	100	80N	81E
			**	86	46N	90*
			**	108	42N	78W
			**	115	35N	14
			**	95	30N	30
			**	123	41N	6
			**	120	42N	13
Si-14b-19	32°18'03.9"	60°04'11.3"	JN	138	45E	
			D	63	87S	26E
			D	71	83S	32E
			S	97	81S	25E
			D	51	81S	26E
			S	88	67S	35E
			D	53	87S	29E
			S	98	76S	24E
			D	55	77S	23E
			D	51	87S	35E
			D	56	86S	35E
			D	45	80S	34E
			S	92	56S	35E
			D	52	78S	28E
			S	91	66S	27E
			S	106	72S	30E
Si-14b-20	32°41'49.8"	59°10'18.0"	JN	177	26E	
			JN	140	49E	
			JN	153	45E	
			S	47	36S	11E
			S	33	44E	33
			S	30	26E	58
			S	33	25E	34
			S	30	54E	19N
			S	17	41E	39N
			S	56	20S	64
			S	59	33S	68
			S	80	21S	51
			S	48	38S	53
			S	31	37E	51

Si-14b-20 continue			S	35	42E	18N
			S	48	32S	49
			I	143	66E	80S
			I	145	63E	82S
			S	48	38S	54
			S	1	26E	45
			S	31	31E	35
			S	53	37S	41
			S	50	26E	42
			S	42	28E	45
Si-14b-22	32°29'50.3"	59°27'32.9"	JN	120	50S	
			JN	120	57S	
			I	130	67S	60E
			I	148	80W	58S
			I	129	60S	67E
			I	126	56S	74W
			I	127	67S	74W
			I	146	86W	78S
			I	147	78W	47S
			I	156	41W	45
			I	147	74W	38S
			I	122	58S	57W
Si-14b-23	32°17448.3"	60°29'43.5"	JN	147	51N	
			JN	157	45W	
			JN	153	21W	
			D	28	90*	20S
			D	30	83E	26S
			S	84	80N	38W
			S	82	80N	0
			S	71	83N	16W
Si-14-24	32°20'40.1"	60°30'32.8"	JN	138	39W	
			JN	143	45W	
			JN	150	31W	
			D	10	71E	9N
			S	59	62S	6E
			D	33	81W	15N
			S	59	66S	14E
			D	19	62W	38N
			S	63	64S	11W
			D	20	88E	25N
			D	16	82E	24N
			D	15	75E	19S
			S	60	79S	24W
			S	55	78S	27W
			D	23	77E	30S

Si-14-24 continue			S	65	72E	35S
			D	24	77E	27S
			D	22	76S	33S
			D	25	71E	32S
Si-14b-25	32°19'44.6"	60°34'50.2"	JN	7	37W	
			JN	0	32W	
			S	87	87N	6W
			S	100	78N	34W
			D	34	72E	36S
			S	92	74N	16E
			D	27	66E	23S
			S	96	84N	31W
			D	25	53E	4N
			D	32	86E	6S
			D	34	87E	7S
			D	17	86E	4S
			D	25	75E	7S
			D	28	81W	5N
			S	85	70N	4E
			S	80	79N	3E
Si-14b-26	32°22'31.6"	60°37'04.3"	JN	17	52E	
			JN	6	55E	
			D	63	71S	6W
			S	102	56N	42W
			S	108	58N	21W
			S	133	76N	4W
			D	66	84N	36W
			S	131	90*	2W
			D	64	68N	6W
			S	117	51N	2W
			S	127	63N	11W
			S	107	87N	2E
			S	103	67N	8W
			D	54	88S	15W
			S	95	48N	20W
			S	117	85S	9W
			D	60	79N	16W
			D	37	55W	14S
Si-14b-28	32°50'23.9"	59°19'40.3"	JN	116	39N	
			JN	73	42N	
			S	91	72S	8E
			S	86	58S	19E
			D	45	87E	7N
			D	44	84E	6N
Si-14b-29	32°50'40.6"	59°19'47.5"	JN	130	13S	

Si14b-29 continue			I	90	23N	4
			I	65	33N	1
			I	162	33E	32
			I	95	33N	15
			I	110	24N	20
			I	178	44E	28N
			I	120	34N	23
			I	91	26N	12
Si-14b-31	32°48'21.5"	59°25'04.4"	JN	102	53N	
			JN	87	51N	
			N	94	26N	67E
			I	124	68N	85E
			I	126	66N	86E
			I	112	64N	86E
			I	115	72N	89E
			I	125	75N	72E
			I	132	67N	81E
			N	113	28N	58
			N	92	29N	70E
Si-15-1	33°04'28.5"	59°40'16.3"	JN	168	51E	
			I	166	76W	69S
			I	178	81W	78S
			I	170	76W	54S
			I	179	86W	53S
			I	171	58W	42S
			I	162	26W	21
			I	136	36E	22
			I	128	24N	37
			I	146	38E	30
Si-15-2	32°02'38.4"	59°34'05.2"	JN	101	45N	
			I	144	47W	52S
			I	162	30W	29
			I	138	21W	56
			I	164	46W	52S
			I	139	38W	53
			I	8	29W	32
			I	116	16N	39
			I	157	20W	48
			I	94	11N	32
			I	66	31N	43
			I	141	56W	81S
			I	144	31W	32
Si-15-3	32°40'55.8"	59°21'11.0"	JN	101	69S	
			I	123	12N	11
			I	148	49S	53

Si-15-3 continue			I	105	31N	15
			I	111	39N	13
			I	114	18N	21
			I	115	12N	9
			I	126	14N	23
			I	119	38S	11
Si-16-01	32°35'53.7"	59°28'40.8"	JN	35	6E	
			I	120	38N	26
			I	128	31N	30
			I	131	30N	30
			I	134	35N	30
			I	94	33N	23
			I	115	32N	26
			I	103	30N	23
			I	132	28N	25
			I	118	29N	29
			I	170	58E	36N
			I	132	47N	85E
			I	136	56E	32
			I	149	53E	47N
			I	156	58E	24N
			I	92	50S	76W
			I	102	52S	86W
			I	99	52S	85E
			I	144	54W	68S
			I	158	52W	36S

JN: bedding; I: reverse fault; N: normal fault; D: dextral strike-slip fault; S: senestral strike-slip fault; JX: join; FI: fault without striation; **: undetermined fault Striation measured either by the pitch (in these cases one direction is precised) or by the azimuth of the vertical plan

Annexes 2 – Liste des échantillons et analyses sondes

1. Liste des échantillons collectés

Sample	Field description	TS	Latitude	Longitude
14-01	Amphibolite Block	y	32°43'33.9"	59°01'59.8"
14-02	Metaradiolarite Block	y	32°46'17.4"	59°22'16.1"
14-03	Peridotite		32°43'55.9"	59°19'18.1"
14-04a	Metaradiolarite	y	32°43'42"	59°19'03.6"
14-04b	Metaradiolarite	y	32°43'42"	59°19'03.6"
14-05	Metaradiolarite	y	32°43'07.8"	59°19'42.4"
14-06b	Flysch PE-E	y	32°00'15.5"	59°34'41.4"
14-07	Flysch C sup	y	32°00'56.2"	59°33'19.0"
14-08	Granodiorite		32°00'21.7"	59°31'19.2"
14-09	Amphibolite	y	32°00'04.7"	59°31'01.8"
14-10	Plagiogranite		32°00'04.7"	59°31'01.8"
14-11b	Metatuff	y	32°00'04.7"	59°31'01.8"
14-11b2	Metatuff	y	32°00'04.7"	59°31'01.8"
14-12	Peridotite		32°00'04.7"	59°31'01.8"
14-13	Peridotite	y	32°00'04.7"	59°31'01.8"
14-14	Flysch C sup		32°20'06.7"	59°22'44.1"
14-15	Flysch C sup	y	32°19'20.4"	59°49'51.8"
14-16	Gneiss	y	32°17'45.2"	59°51'11.3"
14-17	Flysch C sup	y	32°17'36.2"	59°51'27.1"
14-18	Amphibolite	y	32°17'30.9"	59°51'44.2"
14-19	Diabase	y	32°17'30.9"	59°51'44.2"
14-20	Amphibolite	y	32°17'31.4"	59°51'46.3
14-21	Peridotite	y	32°17'31.4"	59°51'46.3
14-22-1	Eclogite	y	32°30'40.1"	60°20'41.4"
14-22-2	Eclogite	y	32°30'40.1"	60°20'41.4"
14-22c1	Eclogite	y	32°30'40.1"	60°20'41.4"
14-22c2	Eclogite	y	32°30'40.1"	60°20'41.4"
14-23a	Schiste	y	32°01'08.9"	59°26'12.1"
14-24	Serpentinite	y	32°03'13.6"	59°24'42.6"
14-25	Gneiss		32°02'51.7"	59°24'18.3"
14-26a	Metatuff	y	32°02'09.9"	59°24'00.1"
14-26c	Metatuff	y	32°02'09.9"	59°24'00.1"
14-27	Schist	y	32°01'29.8"	59°23'55.6"
14-28c	And. Schist	y	31°35'56.6"	59°47'49.0"
14-29a	Migmatite	y	31°21'13.1"	59°31'53.4"
14-29b	Migmatite	y	31°21'13.1"	59°31'53.4"
14-29c	Migmatite	y	31°21'13.1"	59°31'53.4"
14-30a-b	Diorite		31°48'51.5"	59°27'35.6"

14-31	Siltite	y	31°50'59.9"	59°30'48.2"
14-32	Flysch	y	31°52'12.9"	59°32'19.1"
14-33-1	Flysch	y	32°45'24.4"	59°51'21.1"
14-33-2	Flysch	y	32°45'24.4"	59°51'21.1"
14-34	Flysch	y	32°45'39.4"	59°53'00.2"
14-35a-b	Flysch PE		32°46'21.2"	59°54'24.5"
14-36	Flysch PE-E	y	32°50'15.6"	59°54'56.3"
14-37a	Flysch C sup	y	32°58'55.3"	60°04'03.4"
14-37b	Flysch C sup	y	32°58'55.3"	60°04'03.4"
14-37c	Flysch C sup	y	32°58'55.3"	60°04'03.4"
14-38	Flysch C sup	y	33°01'32.3"	60°14'42.8"
14-39a	Metatuff	y	33°02'12.1"	60°14'41.2"
14-39b	Metatuff	y	33°02'12.1"	60°14'41.2"
14-40	Metatuff	y	33°01'59.2"	60°14'55"
14-41	Flysch C sup	y	32°39'45.3"	59°30'12.5"
14-42-b1	Flysch C sup	y	32°45'25.5"	59°22'42.9"
14-42-b2	Flysch C sup	y	32°45'25.5"	59°22'42.9"
14-43a	Sed on pillow lava	y	32°45'02.7"	59°20'26.7"
14-43b	Sed on pillow lava	y	32°45'02.7"	59°20'26.7"
14-44-1	Sed on pillow lava	y	32°44'38.3"	59°18'01.15"
14-44-2	Sed on pillow lava	y	32°44'38.3"	59°18'01.15"
14-45a	Sed on pillow lava	y	32°45'41.5"	59°16'47.4"
14b-1	Flysch C sup		32°49'10.9"	59°08'27.4"
14b-12	Basalt	y	32°45'47.7"	59°17'08.6"
14b-13	Phyllite		32°45'46.0"	59°17'11.4"
14b-14	Metatuff	y	32°43'08.2"	59°19'42.2"
14b-15	Basalt		32°43'01.0"	59°19'49.9"
14b-16	Basalt	y	32°43'01.0"	59°19'49.9"
14b-17	Limestone	y	32°43'01.0"	59°19'49.9"
14b-2	Limestone		32°47'18.2"	59°07'22.5"
14b-3	Basalt	y	32°47'27.00"	59°07'18.8"
14b-4	Basalt	y	32°47'24.5"	59°07'43.4"
14b-5	Calcschist	y	32°48'41.1"	59°14'30.9"
14b-6	Calcschist		32°48'41.1"	59°14'30.9"
14b-7	Calcschist	y	32°48'41.1"	59°14'30.9"
14b-8-1	Calcschist	y	32°48'41.1"	59°14'30.9"
14b-8-2	Calcschist	y	32°48'41.1"	59°14'30.9"
14b-9	Calcschist	y	32°48'41.1"	59°14'30.9"
15-01	Amphibolite	y	33°03'50.3"	60°14'37.9"
15-02	Phyllite	y	33°04'54.5"	60°14'36.9"
15-03	Eclogite	y	33°05'11.5"	60°14'17.3"
15-04	Metachert	y	33°05'24.7"	60°15'03.1"
15-06	Basalt	y	33°06'29.8"	60°14'49.2"
15-07a	Metaradiolarite	y	33°06'29.8"	60°14'49.2"
15-07b	Flysch	y	33°06'29.8"	60°14'49.2"

15-07c	Basalt	y	33°06'52.4"	60°14'52.3"
15-08a	Basalt		33°06'52.4"	60°14'52.3"
15-08b	Basalt		33°07'08.4"	60°14'38.1"
15-09a1	Metasediments	y	33°07'08.4"	60°14'38.1"
15-09a2	Metasediments	y	33°07'08.4"	60°14'38.1"
15-09b	Metasediments		33°07'08.4"	60°14'38.1"
15-10	Flysch	y	33°04'38.1"	60°14'38.4"
15-11	Flysch		33°00'40.4"	60°14'08.2"
15-12	Calcschiste	y	33°02'09.3"	60°14'44"
15-13	Basalt	y	33°02'13.1"	60°15'14.5"
15-14a	Flysch	y	33°02'40.4"	60°15'43.3"
15-14b	Flysch	y	33°02'40.4"	60°15'43.3"
15-14c	Flysch	y	33°02'40.4"	60°15'43.3"
15-14d	Flysch	y	33°02'40.4"	60°15'43.3"
15-14e	Flysch	y	33°02'40.4"	60°15'43.3"
15-14f	Flysch	y	33°02'40.4"	60°15'43.3"
15-15	Metarodiolarite	y	33°02'43.9"	60°15'51.1"
15-16	Gabbro	y	33°02'45"	60°15'54.8"
15-17a	Metatuff	y	33°02'42.6"	60°16'02.8"
15-17b	Metatuff	y	33°02'42.6"	60°16'02.8"
15-17c	Metatuff	y	33°02'42.6"	60°16'02.8"
15-18	Flysch PE	y	33°02'43.9"	60°16'14.1"
15-19a	Gabbro		33°03'31.3"	60°16'16.0"
15-19b	Andesi-basalt	y	33°03'31.3"	60°16'16.0"
15-19c	Basalt	y	33°03'31.3"	60°16'16.0"
15-20a	Flysch	y	33°03'24.3"	60°16'10.5"
15-20b	Flysch	y	33°03'24.3"	60°16'10.5"
15-21	Amphibolite	y	32°52'49.0"	60°15'03.1"
15-22a	Schiste	y	32°52'49.0"	60°15'03.1"
15-22b	Andesite	y	32°52'49.0"	60°15'03.1"
15-22c	Amphibolite	y	32°52'49.0"	60°15'03.1"
15-23	Calcschiste	y	32°52'44.9"	60°14'57.9"
15-24	Gneiss	y	31°52'42.1"	59°30'52.3"
15-25	Gneiss	y	32°00'18.8"	59°32'14.4"
15-26	Metaradiolarite	y	32°00'10.4"	59°34'46.2"
15-27	Metaphyllite	y	32°43'01.9"	59°19'49.2"
15-28	Metatuff	y	32°42'52.7"	59°19'56.5"
15-29	Amphibolite		32°42'44.9"	59°20'03.2"
15-30	Metatuff	y	32°41'28.3"	59°21'40.8"
15-31	Basalt	y	33°27'21.1"	59°57'54.9"
15-32	Gabbro	y	33°22'02.2"	60°02'50.5"
15-33a	Dolerite	y	32°40'43.2"	59°30'09.0"
15-33b	Dolerite	y	32°40'43.2"	59°30'09.0"
15-33c	Dolerite	y	32°40'43.2"	59°30'09.0"
15-34	Calcshist	y	32°45'00.1"	59°21'37.7"

15-35	Tuff	y	32°42'51.7"	59°21'03.4"
15-36	Gabbro	y	32°41'39.8"	59°21'11.9"
15-37	Flysch	y	32°38'28.6"	59°25'28.8"
15-38	Phyllit	y	32°49'52.1"	59°07'49.5"
15-39	Spilite	y	32°49'38.4"	59°08'8.5"
15b-01a	Amphibolite	y		
15b-02	Metabasalte	y	33°02'07.2"	60°15'16.4"
15b-03	Marbel	y	33°02'45.24"	60°15'54.55"
15b-04	Amphibolite	y	33°02'43"	60°14'58"
15b-05	Metabasalte	y	33°02'43"	60°14'58"
15b-06	Metabasalte	y	33°02'43"	60°14'58"
15b-07	Glaucophanite	y	33°02'42.6"	60°16'02.8"
15b-08	Marbel	y	33°02'45.24"	60°15'54.55"
15b-09	Metabasalte	y	33°02'44.40"	60°15'50.33"
15b-10	Flysch	y	32°00'37.2"	59°34'24.6"
15b-11b	Flysch	y	32°00'37.2"	59°34'24.6"
15b-12	Conglomerate	y	32°00'37.2"	59°34'24.6"
15b-13	Flysch	y	32°00'55.5"	59°33'18.2"
15b-14	Gneiss	y	32°00'22.5"	59°32'16.3"
15b-15a	Amphibolite	y	31°59'58.7"	59°30'59.7"
15b-15b	Amphibolite	y	31°59'58.7"	59°30'59.7"
15b-15c	Amphibolite	y	31°59'58.7"	59°30'59.7"
15b-16	Gabbro		31°59'34.1"	59°35'02.0"
15b-17	Metatuff	y	32°44'25.8"	59°17'39.4"
15b-18	Gabbro amph.	y		
15b-19	Flysch	y		
15b-20	Metabasalt	y	33°02'18.2"	60°15'52.97"
15b-21a	Eclogite	y	33°05'13.75"	60°14'20.07"
15b-21b	Eclogite	y	33°05'13.75"	60°14'20.07"
15b-21c	Eclogite	y	33°05'13.75"	60°14'20.07"
15b-21d	Eclogite	y	33°05'13.75"	60°14'20.07"
15b-22	Amphibolite	Y	33°05'33.7"	60°13'56.9"
15b-23	Tuff	y	33°05'30.7"	60°14'00.4"
16-01a	Breccia	y	32°40'43.7"	59°30'09.0"
16-01b	Breccia	y	32°40'43.7"	59°30'09.0"
16-01c	Breccia	y	32°40'43.7"	59°30'09.0"
16-01d	Breccia	y	32°40'43.7"	59°30'09.0"
16-02a	Breccia	y	32°40'43.7"	59°30'09.0"
16-02b	Serpentinite	y	32°40'43.7"	59°30'09.0"
16-02c	zone avec FP?	y	32°40'43.7"	59°30'09.0"
16-03	Rhodingite		32°40'43.7"	59°30'09.0"
16-04	Shale marneux		32°40'53.7"	59°30'06.8"
16-05	radiolarite	y	32°40'53.7"	59°30'06.8"
16-06	ophicalcite	y	32°40'53.7"	59°30'06.8"
16-07	Spilite	y	32°40'53.7"	59°30'06.8"

16-08	Spilite	y	32°40'47.9"	59°29'45.6"
16-09	Dolerite	y	32°40'43.1"	59°30'20.4"
16-10	Andesi-basalt	y	32°10'09.0"	60°49'33.0"
16-11	Andesi-basalt	y	32°10'09.8"	60°50'33.4"
16-12a	Tonalite	y	32°10'09.8"	60°50'33.4"
16-12b	Andesi-basalt	y	32°10'09.8"	60°50'33.4"
16-13	Tonalite	y	32°09'49.2"	60°50'27.8"
16-14	Dolerite	y	32°09'27.7"	60°50'18.0"
16-15	Basalt	y	32°09'27.7"	60°50'18.0"
16-16a	encaissant B-And crétacé?	y	32°09'35.0"	60°50'023.4"
16-16b	Granitoid	y	32°09'35.0"	60°50'023.4"
16-16c	Andesi-dacite	y	32°09'35.0"	60°50'023.4"
16-16d	Dacite	y	32°09'35.0"	60°50'023.4"
16-17	Limestone		32°10'51.2"	60°46'55.0"
16-18	Limestone		32°11'50.4	60°44'48.9"
16-19	Agglomerate	y	32°11'05.3"	60°41'52.7"
16-20	Andesite	y	32°18'45.7"	60°34'09.8"
16-21a	ophicalcite	y	32°41'08.3"	59°21'24.3"
16-21b	ophicalcite	y	32°41'08.3"	59°21'24.3"
16-22	radiolarite	y	32°41'08.5"	59°21'26.8"
16-23	Breccia	y	32°41'08.5"	59°21'26.8"
16-24	gabbro (olistholite)	y	32°41'08.5"	59°21'26.8"
16-25	ophicalcite	y	32°41'08.5"	59°21'26.8"
16-26	brèche basaltique	y	32°41'08.5"	59°21'26.8"
16-27	radiolarite		32°41'08.5"	59°21'26.8"
16-28a	granulite		33°20'59.8"	60°07'09.8"
16-28b	Granulite		33°20'59.8"	60°07'09.8"
16-29	gabbro		33°21'38.5"	60°07'15.6"
16-30a	granodiorite	y	33°20'31.7"	60°07'08.9"
16-30b	granidiorite		33°20'31.7"	60°07'08.9"
16-31a	Andésite	y	33°20'13.8"	60°06'20.4"
16-32	Andesi-basalt	y	33°20'13.8"	60°06'20.4"
16-33	Andesi-basalt	y	33°08'11.7"	60°18'09.7"
16-34	granodiorit	y	33°11'56.1"	60°14'06.7"
16-35a	Dacite	y	33°00'41.5"	60°13'55.5"
16-35b	Andesite	y	33°00'41.5"	60°13'55.5"
16-35c	Andesite		33°00'41.5"	60°13'55.5"
16-36	Sandstone		33°01'33.7"	60°14'34.2"
16-37	gabbro		33°01'42.1"	60°14'42.5"
16-38	Spilite		33°01'55.5"	60°15'07.1"
16-38'	Gabbro		32°59'57.0"	60°13'39.5"
16-39	radiolarite		32°57'31.3"	60°11'18.1"
16-40a	Flysch PE	y	32°51'00.6"	59°56'55.5"
16-40b	Flysch PE	y	32°51'00.6"	59°56'55.5"

16-41	Flysch PE	y	32°50'06.3"	59°54'34.1"
16-42	amphibolite bloc	y	32°17'40.4"	59°51'16.4"
16-43a	amphibolite sommet	y	32°17'33.0"	59°51'04.2"
16-43b	amphibolite	y	32°17'33.0"	59°51'04.2"
16-44	Diabase		32°17'33.0"	59°51'04.2"
16-45a	amphibolite	y	32°17'32.7"	59°51'03.4"
16-45b	amphibolite	y	32°17'32.7"	59°51'03.4"
16-46	Flaser gabbro		31°49'00.1"	59°48'17.4"
16-47a	micaschiste		31°47'32.6	59°45'46.1"
16-47b	Granitoid	y	31°47'32.6	59°45'46.1"
16-47c	"restite"		31°47'32.6	59°45'46.1"
16-48	metasediments	y	31°47'34.6"	59°45'20.0"
16-49	micaschiste		31°47'32.6	59°45'46.1"
16-50	micaschiste	y	31°22'40.6"	59°32'37.3"
16-51	Granitoid		31°22'40.6"	59°32'37.3"
16-52	metapélite		31°22'20.4"	59°32'21.0"
16-53	Granitoid		31°22'20.4"	59°32'21.0"
16-54	micaschiste	y	31°21'48.0"	59°32'06.5"
16-55	micaschiste	y	31°21'48.0"	59°32'06.5"
16-56	amphibolite	y	31°22'16.9"	59°32'18.9"
16-57	micaschiste	y	31°22'16.9"	59°32'18.9"
16-58a/b	Limestone		32°28'45.1"	60°23'04.2"
16-59	Peridotite	y	32°29'01.3"	60°23'16.3"
16-60	Limestone		32°30'39.6"	60°23'26.2"
16-61	Andesite	y	32°30'39.6"	60°23'26.2"
16-62	Andesite	y	32°30'39.6"	60°23'26.2"
16-63	Limestone		32°39'56.0"	60°21'09.6"
16-64	Andesi-basalt	y	32°39'52.6"	60°21'29.0"
16-65	basalt	y	32°39'52.6"	60°21'29.0"
16-66	Andesi-basalt	y	32°40'47.9"	60°23'51.7"
16-67	Andesi-basalt	y	32°42'25.0"	60°29'19.5"
16-68	Flysch PE	y	32°04'00.5"	59°40'04.6"
16-69	Marble		31°58'01.6"	59°29'22.4
16-70	metasediments		31°58'01.6"	59°29'22.4
16-71	"paragneiss"		31°58'01.6"	59°29'22.4
16-72a	micaschiste		31°58'13.6"	59°29'08.0"
16-72b	micaschiste		31°58'13.6"	59°29'08.0"
16-72c	micaschiste	y	31°58'13.6"	59°29'08.0"
16-73	micaschiste		31°58'29.1	59°29'06.0"
16-74	micaschiste	y	31°58'29.1	59°29'06.0"
16-75	micaschiste		31°58'43.7	59°29'04.2"
16-76	micaschiste	y	31°58'51.3	59°28'57.4"
16-77	granodiorite		31°58'51.3	59°28'57.4"
16-78	Qtz veine		31°58'51.3	59°28'57.4"
16-79	peridotite	y	31°59'23.0"	59°28'56.6"

16-80	Sandstone	y	31°59'24.9"	59°29' 58.4"
16-81	marne		31°58'27.6"	59°22'33.6"
16-82	micaschiste		31°59'30.1"	59°22'09.3"
16-83	micaschiste		31°59'38.5"	59°22'22.5"
16-84'	micaschiste		31°59'52.0"	59°22'10.1"
16-84a	granite		31°59'38.8"	59°22'25.0"
16-84b	granite		31°59'38.8"	59°22'25.0"
16-84c	granite		31°59'38.8"	59°22'25.0"
16-85	Amphibolite		31°59'56.3	59°22'34.7"
16-86	Amphibolite	y	31°59'56.3	59°22'34.7"
16-87	metasediments		32°00'01.3"	59°22'35.6"
16-88	micaschiste		32°00'07.8"	59°22'43.5"
16-89	Spilite	y	32°00'25.7"	59°22'43.4"
16-90a	Flysch PE-E	y	32°59'26.9"	59°18'00.8"
16-90b	Flysch PE-E	y	32°59'26.9"	59°18'00.8"
17-01	gabbro	y	32°30'04.86"N	60°21'4.32"E
17-02	méta sed		32°29'15.24"N	60°21'13.32"E
17-03	calcarenite		32°30'21.90"N	60°21'26.76"E
17-04	radiolarite		32°31'13.26"N	60°20'15.30"E
17-05	metatuff		33° 2'0.24"N	60°15'20.10"E
17-06	Limestone		33° 2'44.64"N	60°16'13.14"E
17-07	Eclogite		33° 5'10.02"N	60°14'21.06"E
17-08	Andesi-basalt		33° 5'6.36"N	60°15'44.70"E
17-09	Eclogite		33° 6'47.00"N	60°13'15.00"E
17-10	Amphibolites	y	33°18'38.22"N	60° 5'6.48"E
17-11	granulite		33°21'1.86"N	60° 7'5.94"E
17-12	Amphibolite	y	33°19'39.84"N	60° 8'53.94"E
17-13	Flysch		32°44'4.20"N	59°57'34.56"E
17-14	Sandstone	y	31°58'9.41"N	59°22'31.14"E
17-15	micaschiste		31°59'40.14"N	59°22'32.40"E
17-16	granulite		32° 0'7.80"N	59°22'43.32"E
17-17	granulite		32° 0'4.56"N	59°23'24.72"E
17-18	amphibolite	y	32° 2'13.08"N	59°24'1.02"E
17-19	micaschist	y	32° 2'13.08"N	59°24'1.02"E

17-20	Flysch C sup	y	31°59'41.22"N	59°35'4.50"E
17-21	Flysch	y	31°58'35.16"N	59°34'47.40"E
17-22	Gneiss		31°57'37.80"N	59°34'10.44"E
17-23	Sandstone	y	31°53'52.44"N	59°36'26.04"E
17-24	Conglomerate		31°54'21.90"N	59°36'3.66"E
17-25	micaschist	y	31°55'2.70"N	59°36'22.02"E
17-26	micaschist	y	31°57'51.42"N	59°30'42.12"E
17-27	granite		31°53'43.50"N	59°40'32.22"E
17-28	narne noire	y	32°12'23.04"N	59°33'55.92"E
17-29	chert mx	y	32°13'22.86"N	59°35'49.56"E
17-30	flysch		32°28'19.08"N	60°22'39.30"E
17-31	Molasse		32°28'35.16"N	60°22'52.56"E
18-01	Paleocene sediment	y	32°33'06.60"N	60°22'38.41"E
18-02a	Flysch C sup	y	32°28'28.30"N	60°22'53.00"E
18-02b	Flysch C sup	y	32°28'28.30"N	60°22'53.00"E
18-03	Flysch C sup	y	32°28'29.50"N	60°22'56.00"E
18-04	Flysch C sup	y	32°32'59.38"N	60°22'33.77"E
18-08b	Flysch C sup	y	33°02'43.96"N	60°16'13.89"E
18-09a	Flysch C sup	y	33°02'08.82"N	60°15'28.93"E
18-09b	Flysch C sup	y	33°02'08.82"N	60°15'28.93"E
18-09c	Flysch C sup	y	33°02'08.82"N	60°15'28.93"E
18-09d	Flysch C sup	y	33°02'08.82"N	60°15'28.93"E
18-11b	Flysch C sup	y	32°57'21.00"N	60°10'50.08"E
18-12b	Flysch C sup	y	32°45'16.95"N	59°51'11.56"E
18-14	Paleocene sediment	y	32°45'23.86"N	59°51'21.60"E
18-15b	Flysch C sup	y	32°45'06.32"N	59°53'31.21"E
18-17	Flysch C sup	y	32°45'42.63"N	59°53'55.62"E
18-18b	Paleocene sediment	y	32°47'56.08"N	59°55'39.01"E
18-20	Flysch C sup	y	32°46'08.79"N	59°22'13.76"E
18-21a	Paleocene sediment	y	32°46'08.79"N	59°22'13.76"E
18-22a	Flysch C sup	y	32°44'07.26"N	59°19'41.74"E
18-22b	Flysch C sup	y	32°44'07.26"N	59°19'41.74"E
18-25	Flysch C sup	y	32°46'11.23"N	59°03'50.16"E
18-26a	Paleocene sediment	y	32°10'23.59"N	60°13'22.863E
18-28	Eocene sediment	y	32°09'13.49"N	60°13'20.54"E
18-29	Eocene sediment	y	32°07'27.08"N	60°12'49.22"E
18-30	Eocene sediment	y	32°06'22.96"N	60°12'47.74"E

18-31	Eocene sediment	y	32°11'39.12"N	60°45'31.26"E
18-32	Eocene sediment	y	32°11'49.39"N	60°44'50.18"E
18-33	Flysch C sup	y	32°12'03.18"N	60°43'43.14"E
18-34	Flysch C sup	y	32°12'05.25"N	60°43'53.72"E
18-35	Flysch C sup	y	32°44'04.01"N	60°57'22.21"E
18-36	Paleocene sediment	y	32°44'03.51"N	60°57'41.11"E
18-37a	Paleocene sediment	y	32°43'51.55"N	60°58'21.83"E
18-37b	Paleocene sediment	y	32°43'51.55"N	60°58'21.83"E
18-38	Paleocene sediment	y	32°43'55.75"N	59°58'31.62"E
18-39	Paleocene sediment	y	32°44'08.37"N	59°59'02.24"E
18-40	Paleocene sediment	y	32°44'23.16"N	59°59'47.23"E
18-41	Flysch C sup	y	33°01'16.60"N	58°40'10.40"E
18-42	Eocene sediment	y	33°01'16.60"N	58°40'10.40"E
18-43	Eocene sediment	y	33°01'41.20"N	58°41'20.20"E
18-44	Eocene sediment	y	32°00'16.16"N	59°34'45.83"E
18-45	Flysch C sup	y	32°03'28.00"N	59°24'58.06"E
18-47	Eocene sediment	y	32°11'52.02"N	59°30'31.07"E
18-48	Eocene sediment	y	32°11'58.29"N	59°30'29.98"E
18-49	Flysch C sup	y	32°19'24.56"N	59°22'48.69"E
18-50	Eocene sediment	y	32°20'37.80"N	59°23'13.17"E
18-51	Eocene sediment	y	32°20'40.40"N	59°23'13.25"E
18-52	Eocene sediment	y	32°20'40.40"N	59°23'13.25"E
18-53	Eocene sediment	y	32°42'41.64"N	60°27'47.58"E
18-54	Flysch C sup	y	32°41'24.41"N	60°23'52.81"E
18-55	Flysch C sup	y	32°41'24.41"N	60°23'52.81"E
18-56	Flysch C sup	y	32°41'18.18"N	60°23'42.57"E
18-57	Flysch C sup	y	32°41'16.79"N	60°22'54.69"E
18-58	Paleocene sediment	y	32°41'13.91"N	60°20'39.42"E
18-59	Paleocene sediment	y	32°40'47.73"N	60°20'18.77"E
18-60	Paleocene sediment	y	32°40'27.32"N	60°20'06.47"E
18-61	Eocene sediment	y	32°11'33.41"N	59°32'12.31"E
18-62	Eocene sediment	y	32°11'55.13"N	59°33'32.43"E
18-63	Eocene sediment	y	32°11'37.91"N	59°32'59.91"E
18-64	Flysch C sup	y	32°12'28.41"N	59°34'14.85"E
18-65	Flysch C sup	y	32°13'24.37"N	59°36'03.97"E
18-66	Paleocene sediment	y	32°33'25.27"N	59°42'43.15"E
18-67	Paleocene sediment	y	32°32'09.18"N	59°39'55.38"E
18-68	Paleocene sediment	y	32°51'34.22"N	59°36'24.11"E
18-69	Paleocene sediment	y	32°53'17.12"N	59°41'20.24"E
18-70	Paleocene sediment	y	32°53'51.03"N	59°43'30.32"E
18-71	Paleocene sediment	y	32°54'56.53"N	59°44'26.11"E
18-72	Paleocene sediment	y	32°57'42.67"N	59°43'02.88"E
18-73	Flysch C sup	y	32°50'04.16"N	59°11'09.60"E

2. Données sonde sur les roches non métamorphiques de l'ophiolite

Serpentinite 14-24 (N32°03'13.6''-E59°24'42.6'')

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	58.27	0.12	0.73	0.12	3.49	0.15	25.31	9.78	0.42	0.01	98.40
Amphibole	56.77	0.08	0.58	0.16	3.59	0.14	24.30	9.58	0.44	0.02	95.66
Amphibole	58.08	0.10	0.90	0.12	4.01	0.14	24.82	8.35	0.56	0.02	97.10
Amphibole	58.43	0.08	0.95	0.17	4.22	0.19	24.57	9.31	0.48	0.01	98.42
Amphibole	47.03	0.56	8.80	1.13	3.23	0.06	21.56	11.36	2.47	0.09	96.29
Amphibole	52.30	0.48	5.85	1.20	2.61	0.05	21.24	12.31	1.93	0.07	98.04
Amphibole	57.38	0.11	1.57	0.33	4.56	0.16	23.75	9.53	0.57	0.04	97.99
Amphibole	58.27	0.09	0.84	0.14	4.58	0.12	24.32	9.50	0.54	0.04	98.46
Amphibole	45.99	0.48	10.91	1.68	3.09		19.40	12.07	2.75	0.11	96.48
Amphibole	47.77	0.48	11.10	1.26	3.35	0.02	19.50	11.93	2.78	0.10	98.29
Amphibole	46.78	0.29	11.67	1.24	3.33		19.43	12.07	2.83	0.14	97.78
Amphibole	53.18	0.22	5.30	0.73	2.50	0.05	22.13	12.48	1.50	0.11	98.20
Amphibole	57.93	0.13	1.06	0.16	2.17	0.08	23.60	12.77	0.46	0.01	98.36
Amphibole	57.42	0.04	1.28	0.25	3.19	0.08	24.38	11.00	0.63	0.04	98.32
Amphibole	49.18	0.48	9.21	1.27	3.07	0.02	20.34	12.16	2.57	0.15	98.46
Amphibole	58.43	0.11	0.92	0.19	2.45	0.07	23.65	12.19	0.47	0.01	98.48
Amphibole	47.93	0.31	10.68	1.27	3.18	0.03	20.14	12.15	2.72	0.14	98.56
Amphibole	47.04	0.46	11.90	1.23	3.41	0.06	19.27	11.74	2.96	0.16	98.22
Amphibole	46.74	0.33	12.35	1.14	3.39	0.01	19.37	11.78	2.99	0.13	98.24
Amphibole	46.86	0.42	10.59	1.07	3.59	0.01	20.24	11.18	2.55	0.13	96.64
Amphibole	58.49	0.03	0.31	0.20	1.80	0.04	23.63	13.40	0.10	0.01	98.00
Amphibole	58.05	0.09	0.52	0.06	1.98	0.08	23.92	12.59	0.28	0.01	97.58
Amphibole	58.36	0.08	0.61	0.15	1.86	0.04	23.88	13.31	0.28	0.01	98.60
Amphibole	48.26	0.38	10.55	1.02	3.11		20.09	12.14	2.77	0.19	98.51
Amphibole	46.13	0.34	12.89	1.15	3.41		19.02	11.75	3.09	0.18	97.94
Amphibole	47.17	0.34	11.62	1.23	3.20	0.05	19.50	12.23	2.94	0.15	98.41
Amphibole	44.23	0.28	11.70	1.21	5.18	0.13	20.71	9.48	2.42	0.15	95.48
Amphibole	45.68	0.40	12.24	1.13	3.26	0.01	20.61	10.79	2.76	0.33	97.19
Amphibole	45.98	0.31	12.57	1.20	3.42	0.02	19.06	11.91	3.06	0.19	97.73
Amphibole	48.51	0.47	10.03	1.10	3.32	0.02	19.79	11.89	2.69	0.12	97.93
Amphibole	56.25	0.15	2.45	0.60	2.25	0.10	22.91	12.58	0.96	0.08	98.34
Amphibole	58.64		0.22	0.21	3.15	0.07	23.53	11.60	0.48	0.04	97.95
Amphibole	57.97	0.13	0.92	0.28	2.64	0.05	24.25	11.64	0.44		98.30
Amphibole	58.04	0.15	0.84	0.24	3.68	0.07	24.60	9.52	0.43		97.56
Amphibole	58.39	0.05	0.81	0.24	3.22	0.07	24.31	10.96	0.48	0.05	98.57
Amphibole	57.88	0.10	1.26	0.16	2.17	0.07	23.49	12.37	0.56	0.02	98.10
Amphibole	49.68	0.26	9.23	0.98	2.85		20.41	12.19	2.46	0.10	98.16
Amphibole	58.84	0.14	0.55	0.08	1.95	0.08	23.88	12.72	0.34	0.01	98.58
Amphibole	57.79	0.10	0.72	0.24	2.05	0.06	23.55	12.51	0.40		97.41
Amphibole	50.13	0.39	6.06	0.75	3.68	0.18	21.69	10.95	1.76	0.10	95.70

Amphibole	50.04	0.62	7.54	1.06	2.90	0.02	20.75	12.10	2.22	0.12	97.35
Amphibole	48.79	0.62	9.35	1.09	3.11	0.02	20.38	12.02	2.64	0.09	98.11
Amphibole	45.30	0.41	11.49	1.20	3.28	0.10	19.94	11.84	2.98	0.15	96.70
Amphibole	57.61	0.17	0.92	0.21	1.91	0.03	23.62	12.85	0.52	0.01	97.84
Amphibole	57.85	0.12	0.56	0.10	1.92	0.04	23.47	12.56	0.30	0.02	96.94
Amphibole	57.93	0.09	0.62	0.23	2.21	0.08	23.61	12.69	0.34		97.80
Amphibole	58.19	0.04	0.58	0.15	1.86	0.02	23.64	12.95	0.27	0.04	97.74
Amphibole	48.07	0.47	10.74	0.87	3.18	0.08	19.88	12.33	2.84	0.13	98.58
Amphibole	47.08	0.57	10.52	1.01	2.98	0.00	20.13	12.24	3.00	0.17	97.71
Amphibole	58.17	0.12	0.71	0.12	1.99	0.04	23.91	13.03	0.37	0.03	98.47
Amphibole	57.98	0.05	0.92	0.07	1.96	0.01	23.57	12.80	0.48	0.01	97.84
Amphibole	46.90	0.64	9.87	0.88	3.13		20.19	11.82	2.62	0.14	96.19
Amphibole	45.46	0.42	9.79	0.84	3.75	0.03	23.82	9.30	1.93	0.45	95.79
Amphibole	47.03	0.65	10.48	0.99	3.04	0.02	19.67	12.21	2.90	0.17	97.16
Amphibole	48.70	0.59	9.08	1.15	3.06	0.05	20.29	12.22	2.57	0.11	97.82
Chlorite	31.25	0.13	17.88	2.67	2.99		32.77	0.01	0.02	0.01	87.73
Chlorite	31.53	0.05	16.97	2.41	2.88		32.19	0.02	0.01		86.06
Chlorite	32.72	0.08	16.13	2.28	2.82		34.28	0.03	0.01	0.02	88.36
Chlorite	33.21	0.09	14.61	2.32	2.89		33.51	0.05	0.01	0.02	86.71
Chlorite	32.47	0.12	15.89	2.66	2.78		32.80	0.02	0.02	0.02	86.77
Chlorite	21.42	0.26	1.58	15.13	30.46		25.03	0.01	0.01	0.01	93.91
Chlorite	31.35	0.03	16.63	2.50	2.78		32.32		0.01		85.62
Chlorite	32.69	0.12	15.48	2.72	2.78		32.66	0.05		0.01	86.50
Chlorite	32.04	0.07	16.55	2.17	2.64		32.60	0.05		0.01	86.12
Chlorite	33.08	0.06	14.66	1.95	2.62		33.58	0.02	0.02		85.99
Chlorite	32.13	0.12	15.70	2.19	3.09		33.09	0.01	0.01		86.33
Chlorite	31.22	0.12	18.04	1.40	2.94		32.57	0.08	0.03	0.01	86.42
Chlorite	31.85	0.08	16.91	2.42	2.85		32.44		0.02		86.57
Chlorite	32.31	0.09	16.27	2.28	2.80		33.00	0.02	0.01	0.01	86.79
Chlorite	31.74	0.19	16.85	2.06	2.95		32.59	0.02		0.01	86.43
Chlorite	31.52	0.14	16.15	2.20	2.90		32.56	0.00	0.00		85.47
Chlorite	33.74	0.15	14.61	1.93	3.02		33.29	0.05	0.06	0.01	86.87
Interstratified	51.08	0.06	0.73	0.04	7.75	0.24	29.10	4.30	0.23	0.04	93.57
Olivine	42.12	0.00	0.02	0.03	10.22	0.20	48.67	0.01		0.01	101.28
Olivine	40.55	0.04	0.01	0.03	9.86	0.12	47.52	0.01			98.13
Olivine	41.17			0.02	10.20	0.15	48.32	0.02	0.05	0.01	99.94
Olivine	39.99	0.02		0.42	9.23	0.12	47.86	0.00	0.01		97.65
Olivine	38.96	0.04		0.14	21.08	0.63	39.53	0.01	0.02	0.01	100.41
Olivine	41.11	0.02	0.05	0.01	9.87	0.17	48.53	0.08		0.01	99.85
Olivine	41.09	0.01	0.00	0.06	10.06	0.12	48.71	0.03	0.02		100.10
Olivine	41.44	0.01	0.01	0.01	9.70	0.19	50.48	0.01	0.01		101.85
Olivine	41.31	0.02		0.06	9.76	0.19	49.46		0.01		100.81
Olivine	41.29		0.02	0.04	9.72	0.11	49.16			0.00	100.35
Olivine	41.05	0.02	0.01	0.00	9.76	0.14	49.02	0.01	0.01		100.02
Olivine	41.63	0.04		0.01	10.44	0.12	47.28	0.06			99.58
Olivine	41.15	0.03	0.19	0.09	9.91	0.14	49.69		0.01	0.01	101.22

Olivine	41.08	0.03		0.08	9.72	0.13	48.67		0.00	0.00	99.72
Olivine	41.68	0.05	0.04	0.08	10.02	0.15	49.10	0.01		0.02	101.15
Olivine	42.42		0.46	0.12	10.33	0.14	49.15	0.04	0.00	0.02	102.68
Olivine	41.09			0.05	9.71	0.12	49.25		0.01		100.24
Olivine	41.50		0.01	0.08	10.01	0.14	49.38		0.02	0.01	101.16
Olivine	40.42	0.03	0.04	0.05	9.58	0.12	49.21	0.04			99.49
Olivine	42.15				9.08	0.17	48.50	0.01			99.90
Olivine	41.16	0.01			9.77	0.14	48.55	0.04			99.66
Olivine	41.51	0.02		0.02	9.83	0.15	49.25	0.07	0.01	0.01	100.87
Olivine	41.86	0.08	0.01		10.28	0.10	48.55	0.01	0.00	0.02	100.91
Olivine	41.71				8.96	0.14	48.65	0.02			99.47
Olivine	41.44	0.04		0.01	10.20	0.18	49.21	0.02	0.02		101.11
Olivine	43.06			0.09	9.63	0.09	49.19	0.01		0.00	102.08
Olivine	40.88	0.02			9.47	0.19	48.38	0.03	0.02		98.99
Olivine	40.88	0.03	0.01	0.02	9.98	0.18	48.99	0.00		0.01	100.10
Olivine	40.31	0.02		0.03	9.28	0.21	46.58	0.03	0.01		96.48
Olivine	41.11	0.01	0.00	0.08	10.22	0.12	48.45		0.00	0.02	100.03
Olivine	41.88			0.06	9.44	0.08	48.74	0.00		0.02	100.23
Olivine	41.49	0.02	0.00	0.13	9.69	0.10	49.12	0.02		0.01	100.58
Olivine	41.31				9.76	0.23	47.26	0.01	0.01	0.01	98.58
Olivine	41.94		0.04	0.02	9.42	0.14	49.41	0.00	0.00		100.97
Olivine	41.58	0.05	0.01		9.48	0.09	49.27			0.01	100.49
Olivine	41.42		0.01	0.05	9.66	0.22	49.58	0.02	0.02	0.01	100.99
Olivine	41.35	0.02	0.04		9.08	0.11	46.87	0.02	0.01	0.02	97.53
Olivine	41.03	0.02	0.02	0.01	9.65	0.10	49.26	0.04			100.13
Olivine	41.78	0.05	0.01	0.10	9.16	0.13	46.30		0.01	0.01	97.57
Olivine	41.67	0.04		0.05	9.92	0.16	49.34			0.00	101.20
Olivine	41.86	0.01			11.50	0.30	46.58	0.04	0.03	0.03	100.35
Olivine	41.83	0.01			9.79	0.11	49.46	0.02	0.02		101.23
Olivine	40.87	0.02		0.06	12.61	0.26	45.58	0.19		0.03	99.62
Pyroxene	55.36	0.17	1.37	2.69	4.18		23.26	10.47	0.57		98.07
Pyroxene	53.76	0.15	1.68	1.98	7.25	0.02	22.69	11.31	0.59		99.43
Pyroxene	57.56	0.20	2.21	0.46	2.26	0.08	22.96	12.36	0.86	0.02	98.97
Pyroxene	56.07	0.11	0.70	0.71	6.58	0.20	25.65	7.59	0.40	0.01	98.05
Serpentine	43.44	0.03	0.07	0.07	2.22		38.64	0.06	0.01	0.01	84.55
Serpentine	42.04	0.03	3.58	0.48	3.38	0.02	37.82	0.00		0.00	87.35
Serpentine	43.38	0.02	0.10		2.02	0.06	40.26	0.01	0.02		85.87
Serpentine	41.64		0.02	0.05	3.67		39.40	0.08	0.01	0.00	84.87
Serpentine	40.33		0.14	0.02	3.08		39.44	0.00	0.01		83.02
Serpentine	40.49	0.03	0.02		3.78	0.15	40.89	0.77	0.03		86.16
Serpentine	41.76		0.04	0.03	2.27	0.07	41.72	0.05		0.01	85.95
Serpentine	38.04		4.32	0.43	2.90	0.05	38.85	0.16	0.03		84.79
Serpentine	41.74	0.05	0.01		2.70	0.05	39.47	0.01	0.01	0.01	84.04
Serpentine	39.92	0.02	0.01		6.55	0.10	39.49	0.03	0.03	0.03	86.18
Serpentine	39.95	0.01	0.08		2.67	0.03	41.13	0.66	0.02		84.55
Serpentine	40.04		0.03	0.02	3.79	0.06	40.01	0.04	0.02		83.99

Serpentine	39.55		0.01		2.30		42.97	0.02	0.01	0.00	84.87
Serpentine	41.18		0.17		6.85	0.12	39.72	0.02		0.01	88.07
Serpentine	43.89	0.03	0.14	0.04	5.12	0.09	36.95	0.16		0.01	86.43
Serpentine	43.87		0.27		4.45	0.02	37.98	0.03	0.00	0.00	86.62
Serpentine	41.88	0.03	0.01	0.04	2.27	0.04	41.08	0.04	0.01	0.02	85.41
Serpentine	39.89	0.02	0.04	0.01	5.29	0.03	44.08	0.01	0.01	0.00	89.38
Serpentine	41.24	0.05			2.91	0.00	40.50	0.06			84.76
Serpentine	41.73	0.04		0.06	2.43	0.03	40.32	0.02	0.02		84.64
Serpentine	41.11	0.01	0.00	0.01	3.03	0.03	39.50	0.13	0.01		83.83
Serpentine	39.50			0.09	4.33	0.01	43.07	0.06		0.01	87.07
Serpentine	40.08	0.02	3.82	0.52	4.18	0.03	36.34	0.02	0.02	0.01	85.03
Serpentine	38.92	0.06	6.89	0.94	3.78		36.43	0.01	0.02		87.04
Serpentine	43.30	0.05	0.16	0.08	3.36	0.05	40.30	0.06	0.02	0.01	87.40
Serpentine	41.67			0.12	2.33	0.04	41.10	0.03	0.01	0.02	85.31
Serpentine	42.61	0.01		0.27	1.85	0.02	41.10	0.04			85.89
Serpentine	42.80	0.03	1.41	0.54	2.92		37.44	0.05	0.04	0.00	85.23
Serpentine	41.23		0.01	0.37	1.92		41.51	0.03	0.03		85.10
Serpentine	38.24		0.05	0.20	4.26	0.14	40.56	0.00	0.03	0.02	83.51
Serpentine	41.71		0.01	0.12	1.74	0.05	40.87	0.03		0.01	84.54
Serpentine	41.70	0.02	0.04	0.04	1.94	0.00	41.22	0.04		0.00	84.99
Serpentine	42.95	0.05		0.04	1.86	0.07	41.65	0.01	0.01	0.00	86.63
Serpentine	43.67	0.04	0.07	0.03	2.66	0.02	40.79	0.03	0.00	0.02	87.32
Serpentine	43.50		0.02	0.02	2.12	0.01	40.93	0.02		0.03	86.64
Serpentine	42.87		0.52	0.06	2.39	0.05	39.49	0.00	0.01		85.40
Serpentine	42.31		0.06		1.88	0.06	41.29		0.00	0.03	85.64
Serpentine	43.08		0.87	0.07	3.57	0.01	39.33	0.01		0.03	86.98
Serpentine	42.00		0.05	0.05	1.77		41.60	0.01		0.01	85.48
Serpentine	43.12	0.07	0.07	0.02	2.47	0.03	41.08	0.04	0.01	0.00	86.91
Serpentine	42.29	0.03	0.11	0.05	2.83	0.02	39.37	0.04	0.00		84.75
Serpentine	42.18	0.01	0.02	0.03	1.61	0.01	41.27	0.01			85.14
Serpentine	40.43		0.04		3.03	0.04	40.54	0.14	0.03		84.24
Serpentine	43.22	0.03	0.10		2.91	0.00	38.26	0.37	0.02		84.93
Serpentine	44.18	0.04	0.34	0.00	5.56	0.06	36.24	0.03		0.01	86.47
Serpentine	44.36	0.05	0.45	0.07	5.40	0.05	36.60	0.10			87.07
Serpentine	43.97		0.48	0.03	4.63	0.03	37.22	0.03	0.02		86.41
Serpentine	44.28	0.06	0.10	0.11	6.54	0.09	36.35		0.01		87.54
Serpentine	45.42	0.03	0.51	0.10	5.28	0.08	37.57	0.02	0.00	0.03	89.04
Serpentine	45.18	0.01	0.54	0.17	4.89	0.05	37.35	0.01			88.20
Serpentine	43.79		0.20	0.03	6.10	0.11	37.33	0.03	0.01	0.02	87.62
Serpentine	43.76	0.02	0.06		6.88	0.14	36.34	0.03	0.04	0.02	87.29
Serpentine	43.73	0.00	0.00	0.01	7.57	0.24	35.91	0.10	0.02		87.60
Serpentine	43.85		0.16	0.04	8.72	0.22	34.90	0.08	0.04	0.02	88.03
Serpentine	43.99		0.67	0.07	5.43	0.04	37.00		0.02	0.02	87.24
Serpentine	44.33	0.05	0.32	0.03	5.50	0.02	37.14	0.01	0.01	0.00	87.39
Serpentine	44.71		0.08		7.33	0.19	36.64	0.04	0.02		89.01
Serpentine	41.63	0.03	3.18	0.39	5.93	0.12	35.55	0.17	0.01		87.00

Serpentine	44.18		0.59	0.08	5.88	0.17	36.89	0.01	0.01	0.02	87.84
Serpentine	44.93	0.04	0.23	0.07	4.85	0.05	37.52	0.02	0.00		87.69
Serpentine	41.71	0.05	3.85	0.69	3.99		36.50	0.03			86.81
Serpentine	43.60	0.06	1.06	0.24	6.22	0.12	36.24	0.00	0.02		87.56
Serpentine	44.21	0.04	0.36	0.15	5.38	0.03	37.29	0.02	0.01		87.50
Serpentine	44.15	0.01	1.18	0.26	4.60		37.37	0.01	0.01	0.00	87.59
Serpentine	44.34		0.48	0.08	5.44	0.09	37.34	0.04	0.00		87.81
Serpentine	39.63		6.05	0.85	4.35	0.03	35.90		0.03	0.01	86.83
Serpentine	41.14	0.09	6.29	0.92	3.88		35.54		0.01	0.00	87.87
Serpentine	44.10		0.44	0.11	6.09	0.07	36.06	0.07	0.03	0.01	86.99
Serpentine	44.15		0.46	0.01	5.95	0.10	36.50	0.27	0.01		87.45
Serpentine	42.62		0.94	0.09	8.57	0.24	33.79	0.12	0.00	0.01	86.38
Serpentine	45.07	0.04	0.69	0.08	4.27	0.11	37.65	0.02	0.00	0.00	87.94
Serpentine	44.93	0.02	0.30	0.01	4.86	0.12	37.73		0.02		87.99
Serpentine	44.78	0.00	0.51	0.11	5.18	0.06	37.07	0.06		0.01	87.80
Serpentine	44.59		0.34		6.03	0.09	36.40	0.06	0.01		87.53
Serpentine	43.57	0.03	0.60	0.10	8.71	0.21	34.73	0.18	0.02	0.04	88.19
Serpentine	44.24	0.08	0.24	0.14	5.35	0.12	37.06	0.08	0.01		87.32
Serpentine	44.51		0.24	0.11	5.35	0.06	36.82	0.04			87.13
Serpentine	44.67	0.03	0.44	0.04	6.29	0.14	36.13	0.12		0.01	87.85
Serpentine	44.03	0.03	0.49	0.05	5.49	0.04	37.05	0.06	0.01		87.25
Serpentine	44.18	0.01	0.76	0.07	6.07	0.15	37.10	0.05		0.01	88.42
Serpentine	44.63	0.07	0.32	0.06	5.88	0.11	36.70	0.03	0.02	0.02	87.83
Serpentine	44.44		0.34	0.04	6.40	0.10	36.52	0.05	0.01	0.00	87.89
Spinel	0.21	0.76	7.83	44.66	37.91		2.88	0.05	0.02	0.00	94.33
Spinel	0.17	0.90	6.27	47.79	35.10		2.39	0.02	0.02	0.02	92.69
Spinel	0.21	1.05	8.70	48.30	32.74		3.25	0.08	0.00	0.01	94.35
Spinel	1.71	1.02	6.29	47.79	36.33		2.51	0.20			95.86
Spinel	2.32	0.76	6.27	49.36	32.42		4.02	0.07	0.01	0.01	95.25
Spinel	7.50	0.70	8.93	39.34	25.82		14.57	0.06			96.92
Spinel	0.01	0.54	10.61	52.95	30.95		4.57		0.05	0.01	99.69
Spinel	0.05	0.56	12.60	49.93	29.15		5.53	0.00			97.82
Spinel		0.77	12.42	49.80	28.90		5.34		0.01		97.24
Spinel	0.08	0.58	13.21	49.28	29.34		5.55		0.04	0.02	98.10
Spinel	0.10	0.82	7.86	51.27	33.14		3.11	0.01			96.30
Spinel	2.12	0.86	6.49	43.75	36.83		2.59	0.32	0.08	0.03	93.07
Talc	60.92		0.26		1.66		30.17	0.05	0.11		93.17

Basalte 14b-04 (N32°47'24.5''-E59°07'43.4'')

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Feldspar	66.11	0.02	19.65	0.01	1.30	0.04	0.77	0.78	10.30	0.53	99.50
Pumpellyite	36.62	0.12	19.17	0.01	11.63	0.20	2.32	21.97	0.07	0.00	92.12

Pumpellyite	35.65	0.72	19.00	0.11	12.57	0.28	2.36	21.46	0.07	0.00	92.22
Pumpellyite	36.97	0.32	16.96	0.08	14.43	0.21	2.16	21.80	0.06	0.00	92.98
Pumpellyite	36.37	0.47	19.82	0.14	9.52	0.28	2.25	21.77	0.08	0.00	90.69

Basalte 14b-16 (N32°43'01.0''-E59°19'49.9'')

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Chlorite	29.09	0.06	18.54	0.02	27.72	1.12	12.19	0.44	0.05	0.13	89.36
Chlorite	28.58	0.09	18.45	0.06	26.55	1.14	12.57	0.40	0.04	0.20	88.10
Chlorite	29.00	0.00	17.44	0.01	27.30	1.07	11.86	0.43	0.06	0.21	87.36
Chlorite	27.57	0.00	18.32	0.01	29.21	1.07	11.94	0.39	0.07	0.10	88.68
Chlorite	27.41	0.00	20.58	0.11	28.02	1.21	10.95	0.07	0.05	0.06	88.46
Chlorite	28.64	0.11	17.49	0.00	26.14	0.98	12.73	0.65	0.10	0.26	87.10
Chlorite	25.87	0.00	19.57	0.04	29.23	1.25	11.16	0.13	0.04	0.07	87.37
Chlorite	25.54	0.06	18.51	0.03	29.85	1.22	10.46	0.13	0.06	0.07	85.93
Feldspar	69.85	0.04	20.00	0.00	0.13	0.06	0.00	0.03	11.52	0.05	101.7
Feldspar	68.95	0.02	19.63	0.01	0.07	0.08	0.00	0.09	11.54	0.03	100.4
Feldspar	67.41	0.05	19.40	0.00	1.16	0.02	0.48	0.16	11.13	0.02	99.84

Gabbro 16-01c (N32°40'43.7"-E59°30'09.0")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	45.74	1.23	10.63	0.07	12.96	0.41	13.15	11.30	2.03	0.16	97.67
Amphibole	47.15	1.26	10.11	0.11	12.78	0.40	13.16	11.19	2.01	0.27	98.44
Amphibole	53.18	0.28	3.93	0.05	13.12	0.38	14.39	12.12	0.77	0.21	98.42
Amphibole	48.01	0.84	8.34	0.05	12.86	0.38	13.16	11.23	1.74	0.25	96.86
Amphibole	49.00	0.95	8.41	0.36	11.46	0.24	14.09	11.82	1.73	0.11	98.17
Amphibole	48.57	1.11	8.08	0.08	13.04	0.38	13.41	11.78	1.59	0.18	98.22
Amphibole	46.57	1.40	10.48	0.13	12.66	0.27	12.89	11.25	2.24	0.21	98.09
Amphibole	46.59	1.35	10.56	0.15	13.04	0.23	13.05	11.44	1.68	0.19	98.28
Amphibole	46.06	1.14	10.56	0.06	12.65	0.33	13.02	11.31	2.15	0.19	97.46
Amphibole	45.46	1.10	10.65	0.22	13.95	0.25	13.85	10.28	1.77	0.22	97.75
Amphibole	48.93	0.75	7.55	0.06	12.80	0.41	13.60	11.40	1.70	0.17	97.38
Amphibole	47.57	1.01	9.51	0.12	12.58	0.29	13.32	11.61	2.06	0.17	98.24
Amphibole	46.72	1.07	10.15	0.08	12.93	0.32	13.34	11.35	1.96	0.19	98.09
Amphibole	46.31	1.33	10.41	0.07	12.89	0.26	13.55	11.59	1.72	0.26	98.40
Amphibole	49.02	1.61	6.85	0.24	12.87	0.32	13.83	12.04	1.51	0.16	98.44
Chlorite	27.98	0.03	20.89	0.04	18.35	0.47	19.63	0.11	0.12	0.03	87.64
Epidote	40.98	0.06	29.56	0.01	4.72	0.17	0.07	23.36	0.59	0.00	99.52
Epidote	40.71	0.12	30.17	0.02	4.66	0.15	0.13	24.10	0.10	0.01	100.18
Feldspar	69.54	0.02	20.45	0.01	0.11	0.04	0.00	0.62	11.63	0.09	102.52
Feldspar	68.69	0.02	20.15	0.00	0.20	0.01	0.14	1.10	11.51	0.10	101.93
Feldspar	69.04	0.00	20.69	0.00	0.29	0.03	0.15	0.97	11.39	0.43	102.98
Feldspar	70.04	0.00	19.92	0.02	0.17	0.07	0.01	0.13	11.86	0.03	102.25
Feldspar	69.95	0.04	20.45	0.01	0.18	0.05	0.04	0.42	11.64	0.15	102.93
Feldspar	68.43	0.02	20.95	0.00	0.27	0.11	0.17	0.21	11.57	0.69	102.43
Feldspar	70.26	0.04	20.40	0.00	0.27	0.01	0.02	0.39	11.70	0.08	103.18

Feldspar	67.20	0.03	21.09	0.02	0.58	0.04	0.00	2.63	10.96	0.11	102.67
Feldspar	69.93	0.00	19.75	0.02	0.01	0.00	0.05	0.19	12.00	0.07	102.02
Feldspar	69.76	0.00	20.48	0.01	0.11	0.02	0.06	0.45	11.70	0.13	102.72
Feldspar	68.92	0.02	20.36	0.01	0.50	0.14	0.30	0.42	11.26	0.44	102.36
Feldspar	69.64	0.00	20.11	0.04	0.11	0.09	0.10	0.16	11.60	0.34	102.19
Feldspar	70.10	0.00	20.28	0.00	0.10	0.07	0.04	0.26	11.85	0.19	102.90
Feldspar	68.82	0.00	20.58	0.00	0.27	0.00	0.20	0.15	10.87	0.88	101.77
Feldspar	68.94	0.00	20.25	0.00	0.46	0.04	0.12	1.18	11.37	0.16	102.53
Feldspar	69.94	0.02	20.09	0.00	0.28	0.01	0.05	0.71	12.01	0.11	103.22
Feldspar	68.90	0.00	20.59	0.00	0.28	0.00	0.10	1.09	11.53	0.11	102.60
Feldspar	69.08	0.00	20.21	0.00	0.24	0.00	0.09	1.14	11.32	0.12	102.22
Feldspar	69.87	0.01	20.44	0.00	0.29	0.03	0.11	0.30	11.58	0.30	102.92
Feldspar	68.25	0.00	20.59	0.03	0.41	0.06	0.11	0.57	11.35	0.46	101.85
Feldspar	69.12	0.03	20.07	0.00	0.32	0.07	0.08	0.33	11.66	0.18	101.87
Feldspar	67.33	0.01	20.67	0.01	0.49	0.14	0.36	0.53	10.72	0.96	101.21
Feldspar	66.92	0.03	21.12	0.06	0.74	0.00	0.49	0.48	10.38	1.29	101.51
Feldspar	70.20	0.00	19.74	0.00	0.17	0.01	0.01	0.19	11.73	0.03	102.08
Feldspar	69.38	0.00	20.43	0.00	0.28	0.04	0.20	0.24	11.36	0.50	102.42
Feldspar	67.25	0.04	20.48	0.02	0.47	0.07	0.33	1.60	10.61	0.46	101.33
Feldspar	69.01	0.03	20.42	0.01	0.55	0.04	0.18	0.57	11.58	0.33	102.73
Feldspar	70.54	0.00	20.14	0.00	0.23	0.04	0.05	0.39	11.84	0.10	103.33
Feldspar	69.67	0.00	20.42	0.00	0.27	0.01	0.11	0.47	11.91	0.20	103.06
Pyroxene	46.51	1.39	10.65	0.16	13.16	0.19	13.42	11.33	1.72	0.22	98.76
Pyroxene	46.32	1.20	11.11	0.12	13.13	0.41	13.14	11.23	1.98	0.18	98.83
Pyroxene	48.53	1.06	9.49	0.09	13.11	0.19	13.39	11.79	1.83	0.18	99.65
Pyroxene	47.23	1.17	9.87	0.07	12.94	0.30	13.39	11.86	1.81	0.22	98.86
Pyroxene	47.15	1.33	10.65	0.05	12.28	0.18	12.09	12.86	1.84	0.24	98.67
Pyroxene	47.06	1.34	10.81	0.09	13.08	0.24	13.31	11.46	1.62	0.23	99.24
Pyroxene	48.74	1.01	8.45	0.09	12.87	0.24	13.42	11.98	1.94	0.26	99.01
Pyroxene	48.25	1.02	9.24	0.11	13.17	0.22	13.61	12.02	1.48	0.29	99.40
Pyroxene	47.16	1.23	10.44	0.07	13.01	0.34	13.21	11.40	1.86	0.26	98.97
Pyroxene	48.10	1.04	8.64	0.08	12.98	0.25	13.82	11.57	1.90	0.23	98.60
Pyroxene	49.80	0.85	8.85	0.06	12.34	0.23	13.59	11.78	2.06	0.22	99.79
Pyroxene	48.15	0.97	9.18	0.11	12.95	0.18	13.54	11.92	1.91	0.21	99.12
Pyroxene	46.79	1.29	10.41	0.03	13.36	0.31	13.28	11.54	1.75	0.24	98.99
Pyroxene	47.47	1.19	9.41	0.12	13.01	0.28	13.44	11.66	1.87	0.20	98.65
Pyroxene	52.66	0.82	11.52	0.07	10.59	0.19	10.86	9.30	4.21	0.17	100.38

2. Données sonde sur les roches métamorphiques de l'ophiolite

2.1. Les métasédiments de la ride de Birjand

Metaradiolarite 14-05 (N32°43'07.8''-E59°19'42.4'')

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	52.78	0.13	3.23	0.02	26.02	0.20	5.55	0.24	6.70	0.02	94.89
Amphibole	54.64	0.02	2.54	0.00	25.29	0.26	7.02	1.10	6.79	0.05	97.72
Amphibole	55.73	0.01	2.75	0.00	16.86	0.45	12.33	2.51	6.10	0.10	96.85
Amphibole	54.75	0.22	3.53	0.02	18.11	0.51	10.94	1.66	6.30	0.06	96.10
Amphibole	55.22	0.13	3.41	0.00	18.54	0.38	10.71	1.27	6.65	0.06	96.36
Amphibole	54.75	0.12	4.70	0.05	19.81	0.50	8.55	1.09	6.56	0.06	96.18
Amphibole	55.29	0.13	3.67	0.00	18.48	0.34	10.78	1.35	6.69	0.07	96.79
Amphibole	54.83	0.18	3.15	0.01	20.43	0.34	9.36	1.09	6.46	0.05	95.90
Amphibole	55.07	0.12	4.29	0.00	19.80	0.52	8.83	0.92	6.72	0.05	96.30
Amphibole	53.41	0.91	2.11	0.01	27.39	0.30	5.64	1.42	6.28	0.01	97.49
Amphibole	52.92	0.89	1.74	0.07	29.04	0.25	4.74	0.91	6.13	0.04	96.73
Amphibole	53.89	0.97	2.27	0.08	21.05	0.48	9.53	2.25	5.55	0.09	96.18
Amphibole	54.17	0.49	3.22	0.09	17.47	0.57	11.57	2.82	5.77	0.10	96.27
Amphibole	55.07	0.48	3.83	0.10	17.67	0.48	11.00	2.05	6.45	0.10	97.24
Amphibole	51.95	0.32	2.77	0.00	24.05	0.11	7.23	1.04	5.91	0.07	93.45
Chlorite	25.27	0.00	17.68	0.01	30.88	1.50	11.40	0.03	0.01	0.01	86.78
Chlorite	24.39	0.00	16.88	0.01	29.32	1.32	12.63	0.05	0.01	0.03	84.63
Chlorite	26.34	0.00	18.17	0.01	28.91	0.72	11.48	0.02	0.03	0.03	85.70
Chlorite	28.05	0.10	19.06	0.03	20.84	0.85	15.84	0.21	0.04	0.12	85.15
Chlorite	26.87	0.06	19.37	0.01	18.21	0.73	19.84	0.21	0.11	0.10	85.51
Chlorite	26.90	0.06	17.32	0.09	27.28	1.65	10.89	0.23	0.04	0.08	84.54
Garnet	37.73	0.00	21.18	0.00	16.96	17.09	5.63	1.57	0.02	0.01	100.20
Garnet	38.14	0.00	21.50	0.01	17.34	17.22	5.62	1.63	0.03	0.00	101.49
Garnet	37.77	0.00	21.07	0.00	17.22	17.81	5.56	1.83	0.00	0.00	101.26
Garnet	37.80	0.02	21.24	0.00	16.68	17.93	5.35	1.65	0.00	0.00	100.67
Garnet	37.69	0.03	21.23	0.03	17.70	17.20	5.58	1.46	0.00	0.00	100.93
Mica blanc	50.25	0.44	21.68	0.06	8.32	0.12	3.92	0.00	0.04	10.98	95.81
Mica blanc	46.41	0.56	30.36	0.02	4.43	0.02	1.95	0.00	1.08	10.05	94.88
Mica blanc	46.19	0.59	29.68	0.05	4.10	0.01	1.95	0.00	1.06	9.82	93.44
Mica blanc	44.69	0.41	32.69	0.05	3.43	0.02	1.32	0.07	1.39	8.87	92.94
Mica blanc	45.25	0.47	32.79	0.04	3.41	0.00	1.15	0.01	1.46	9.41	93.98
Mica blanc	45.97	0.53	33.00	0.05	3.48	0.00	1.30	0.00	1.31	9.50	95.15
Mica blanc	46.36	0.35	31.45	0.04	3.68	0.01	1.56	0.02	1.29	9.17	93.93
Mica blanc	47.33	0.67	31.68	0.00	3.41	0.01	1.84	0.03	1.08	9.51	95.56
Mica blanc	49.34	0.26	26.18	0.03	5.06	0.05	3.19	0.01	0.41	10.30	94.84
Mica blanc	48.63	0.18	23.22	0.06	4.67	0.07	2.93	0.06	0.19	10.52	90.52
Mica blanc	46.12	0.10	29.89	0.01	3.61	0.04	1.87	0.07	1.25	9.45	92.42
Mica blanc	47.49	0.40	27.62	0.00	4.62	0.02	2.48	0.07	0.67	9.03	92.40

Metaradiolarite 14b-14 (N32°43'08.2''-E59°19'42.2'')

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	53.22	0.10	3.92	0.01	19.25	0.46	7.82	1.30	6.81	0.07	92.95
Amphibole	51.50	0.12	3.89	0.03	20.56	0.37	7.71	1.03	8.12	0.07	93.40
Amphibole	53.26	0.04	3.29	0.01	21.63	0.36	7.20	0.46	7.76	0.02	94.03
Amphibole	52.29	0.11	3.86	0.00	20.41	0.37	7.40	0.69	7.83	0.06	93.01
Amphibole	51.74	0.06	3.94	0.01	20.80	0.29	7.01	0.48	7.83	0.04	92.21
Amphibole	52.86	0.11	3.82	0.03	20.40	0.38	7.69	0.66	7.46	0.06	93.45
Amphibole	52.47	0.07	3.85	0.03	20.89	0.34	6.91	0.81	7.43	0.09	92.88
Amphibole	50.71	0.09	3.71	0.00	20.39	0.38	7.24	0.65	7.88	0.07	91.13
Chlorite	26.65	0.04	17.38	0.02	19.72	0.91	18.46	0.07	0.03	0.00	83.28
Chlorite	26.99	0.00	17.35	0.01	19.50	0.87	17.83	0.08	0.02	0.01	82.66
Chlorite	27.60	0.05	18.28	-0.01	20.01	0.88	17.41	0.07	-0.01	0.00	84.28
Chlorite	26.83	0.00	17.24	0.03	20.47	0.94	16.98	0.03	0.00	-0.01	82.51
Chlorite	27.20	0.07	17.82	0.01	20.41	0.88	17.14	0.04	-0.01	0.00	83.57
Chlorite	27.11	0.06	17.12	0.04	20.03	0.85	17.82	0.04	0.01	-0.01	83.08
Chlorite	26.77	0.03	17.67	0.02	19.29	0.81	18.03	0.01	0.00	0.00	82.63
Chlorite	26.59	-0.03	17.72	0.04	20.01	0.67	17.98	0.02	0.04	0.01	83.07
Chlorite	26.98	0.05	17.03	-0.02	19.79	0.87	17.86	0.08	-0.01	0.02	82.65
Chlorite	26.53	0.03	17.46	0.00	20.06	0.91	17.97	0.01	0.01	0.01	82.99
Chlorite	26.05	-0.01	16.71	-0.01	20.18	0.91	18.43	0.06	0.03	0.07	82.40
Mica blanc	49.43	0.30	22.53	0.02	5.85	0.07	3.12	0.11	0.20	9.93	91.57
Mica blanc	43.93	0.49	31.43	0.01	3.39	0.00	1.33	0.03	1.61	8.83	91.05
Mica blanc	43.49	0.50	31.56	-0.03	3.10	-0.04	1.23	0.02	1.53	8.92	90.29
Mica blanc	43.59	0.58	31.26	0.02	3.27	0.01	1.29	0.04	1.60	9.00	90.64
Mica blanc	43.56	0.42	31.60	0.00	3.65	0.03	1.30	0.07	1.52	8.92	91.07
Mica blanc	43.92	0.66	30.67	0.03	3.27	0.04	1.30	0.12	1.50	8.53	90.06
Mica blanc	45.46	0.37	30.34	-0.03	3.27	0.06	1.66	0.08	1.60	8.73	91.55
Mica blanc	44.08	0.28	31.39	0.01	2.98	-0.01	1.34	0.02	1.82	8.70	90.62
Mica blanc	44.29	0.43	30.95	0.00	3.39	0.04	1.36	0.10	1.51	8.73	90.81
Mica blanc	45.80	0.46	26.35	0.01	4.56	0.05	2.70	0.03	0.81	9.91	90.68
Mica blanc	43.85	0.60	31.21	0.01	3.22	-0.01	1.28	0.00	1.95	8.60	90.71
Mica blanc	44.52	0.63	31.71	0.00	3.42	0.00	1.19	0.02	1.85	8.79	92.12
Mica blanc	45.69	0.43	30.77	-0.02	2.92	0.04	1.46	0.07	1.86	8.90	92.11
Mica blanc	49.24	0.24	21.78	0.03	4.47	0.10	3.78	0.00	0.12	10.41	90.17
Mica blanc	45.61	0.56	27.90	0.07	4.87	0.05	2.00	-0.01	1.10	9.34	91.50
Mica blanc	44.78	0.58	32.15	0.05	2.91	0.02	1.23	0.01	2.13	8.56	92.43
Mica blanc	44.22	0.55	30.61	0.03	2.98	0.06	1.39	-0.02	2.00	8.50	90.32
Mica blanc	46.63	0.42	23.92	0.05	5.07	0.02	3.35	0.01	0.29	10.39	90.16
Mica blanc	44.35	0.64	31.14	0.01	3.29	0.03	1.22	0.09	1.83	8.60	91.20
Mica blanc	44.58	0.57	32.10	0.03	3.41	0.00	1.24	0.10	1.64	8.70	92.36
Mica blanc	43.72	0.58	31.11	0.04	3.33	-0.01	1.26	0.13	1.52	8.71	90.40
Mica blanc	44.97	0.33	29.89	0.03	3.65	-0.03	1.82	0.10	1.69	8.61	91.06
Mica blanc	45.97	0.43	25.25	0.07	5.07	0.03	3.16	0.08	0.61	9.73	90.40
Mica blanc	46.85	0.33	23.30	0.06	5.76	0.16	3.72	0.08	0.27	10.45	91.00
Mica blanc	46.97	0.46	23.54	0.02	5.92	0.11	3.51	0.03	0.28	10.31	91.15

Mica blanc	46.92	0.43	23.73	0.07	5.91	0.15	3.62	0.03	0.28	10.45	91.59
Mica blanc	45.27	0.59	22.02	0.07	6.83	0.17	5.77	0.08	0.25	9.35	90.40
Mica blanc	47.32	0.44	24.38	0.02	5.11	0.08	3.42	-0.02	0.34	10.65	91.75
Mica blanc	47.89	0.53	33.12	0.00	2.75	-0.06	1.31	0.06	1.49	8.77	95.86
Mica blanc	45.02	0.89	30.65	0.07	3.16	-0.03	1.53	0.00	1.74	8.64	91.68
Mica blanc	44.47	0.85	29.85	0.01	3.04	0.05	1.50	0.00	1.68	8.74	90.19
Mica blanc	44.42	0.59	31.29	0.07	3.18	-0.03	1.39	-0.01	1.84	8.82	91.56
Mica blanc	44.86	0.69	31.31	0.06	3.27	0.03	1.33	0.00	1.76	8.69	92.01
Mica blanc	45.86	0.61	31.99	0.00	3.47	0.00	1.38	0.00	1.78	9.09	94.17
Mica blanc	45.79	0.58	29.78	0.00	3.40	0.01	1.74	0.02	1.62	8.98	91.91
Mica blanc	44.90	0.56	30.84	0.01	3.30	-0.03	1.58	0.03	1.76	8.84	91.80
Mica blanc	45.18	0.67	30.76	-0.02	3.06	0.02	1.53	0.02	1.72	8.80	91.74
Mica blanc	44.40	0.57	31.84	-0.03	3.04	0.01	1.19	0.03	1.82	8.68	91.53
Mica blanc	44.00	0.52	32.06	0.00	3.23	0.01	1.15	0.03	1.85	8.68	91.53
Mica blanc	45.08	0.51	30.17	0.00	3.23	0.04	1.63	0.02	1.66	8.92	91.26
Mica blanc	43.89	0.53	31.27	0.04	3.35	-0.01	1.32	0.03	1.66	8.95	91.04
Mica blanc	43.92	0.49	31.48	0.05	3.29	-0.01	1.31	0.02	1.61	8.96	91.13
Mica blanc	44.26	0.67	31.22	0.03	3.32	-0.06	1.30	0.01	1.66	9.03	91.43
Mica blanc	44.35	0.49	31.39	0.04	3.24	-0.03	1.42	0.02	1.71	8.88	91.51
Mica blanc	47.69	0.36	22.76	0.02	5.02	0.09	3.61	0.03	0.22	10.36	90.15

Metaradiolarite 15b-19 (N32°00'37.2"-E59°34'24.6")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Chlorite	31.34	0.00	16.72	0.00	12.98	0.42	24.21	0.29	0.02	0.15	86.12
Chlorite	30.82	0.18	16.72	0.00	13.42	0.47	24.02	0.24	0.03	0.00	85.89
Chlorite	30.29	0.03	17.56	0.01	13.91	0.45	23.27	0.13	0.03	0.00	85.68
Chlorite	30.49	0.02	17.47	0.00	14.26	0.45	23.23	0.00	0.00	0.21	86.12
Chlorite	30.33	0.00	17.33	0.00	13.72	0.46	23.03	0.26	0.01	0.00	85.13
Chlorite	31.06	0.00	17.26	0.31	11.74	0.22	25.56	0.42	0.00	0.40	86.96
Chlorite	31.62	0.04	17.44	0.06	11.61	0.11	24.50	2.08	0.01	0.00	87.46
Chlorite	31.03	0.02	17.00	0.20	12.01	0.15	25.91	0.45	0.04	0.19	86.99
Chlorite	30.16	0.06	16.58	0.27	10.33	0.15	24.35	0.71	0.04	0.26	82.91
Feldspar	68.20	0.00	18.00	0.00	0.17	0.01	0.00	0.00	12.14	0.23	98.74
Feldspar	68.38	0.04	18.21	0.00	0.06	0.00	0.02	0.41	11.69	0.40	99.21
Feldspar	67.18	0.00	18.81	0.00	0.11	0.01	0.05	1.67	11.43	0.98	100.23
Mica blanc	51.01	0.35	21.24	0.07	4.50	0.00	4.10	0.25	0.18	11.68	93.38
Pumpellyite	38.61	0.17	23.00	0.09	3.69	0.12	7.30	15.75	0.81	0.46	90.01
Pyroxene	56.41	0.05	4.93	0.00	14.17	0.22	11.85	6.32	5.61	0.18	99.74
Pyroxene	55.89	0.19	3.90	0.02	13.44	0.27	13.28	8.70	4.44	0.58	100.69
Pyroxene	57.19	0.11	3.95	0.01	14.36	0.26	12.36	6.41	5.84	0.25	100.73
Pyroxene	54.52	0.16	5.19	0.06	13.23	0.24	14.61	7.37	3.96	0.47	99.81
Pyroxene	51.98	0.61	6.65	0.05	11.89	0.35	13.79	9.04	3.39	1.31	99.05
Pyroxene	55.56	0.00	2.55	0.07	13.28	0.22	13.98	8.59	3.84	0.60	98.67
Pyroxene	55.96	0.16	2.71	0.00	13.09	0.21	14.39	7.92	4.02	0.52	98.96

Metagabbro block 15-36 (N32°41'39.8"-E59°21'11.9")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Chlorite	26.58	0.69	17.89	0.00	27.04	0.57	13.18	0.62	0.12	0.11	86.80
Pyroxene	51.61	1.63	4.10	0.04	20.03	0.34	8.65	6.69	4.77	1.20	99.06
Pyroxene	51.91	2.22	4.88	0.04	19.24	0.35	9.36	6.71	4.48	0.59	99.79
Pyroxene	50.77	1.57	3.76	0.02	21.96	0.32	9.14	7.70	3.37	2.10	100.72

Metagabbro block 16-24 (N32°41'08.5"-E59°21'26.8")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	42.27	0.52	10.99	0.82	8.40	0.18	20.39	8.61	0.17	0.26	92.61
Chlorite	31.97	0.04	18.26	0.37	11.26	0.12	25.28	0.83	0.02	0.08	88.24
Chlorite	28.94	0.10	16.13	0.27	10.51	0.20	24.44	1.24	0.08	0.19	82.10
Chlorite	31.25	0.05	17.70	0.38	12.45	0.23	24.42	1.14	0.01	0.24	87.87
Chlorite	32.16	0.10	16.56	0.35	9.66	0.26	25.16	1.24	0.01	0.28	85.77
Chlorite	31.99	0.01	17.82	0.01	11.72	0.10	25.19	0.55	0.00	0.00	87.38
Chlorite	31.16	0.04	17.48	0.25	11.64	0.22	23.25	2.00	0.03	0.10	86.15
Chlorite	31.06	0.00	17.26	0.31	11.74	0.22	25.56	0.42	0.00	0.40	86.96
Chlorite	31.62	0.04	17.44	0.06	11.61	0.11	24.50	2.08	0.01	0.00	87.46
Chlorite	31.03	0.02	17.00	0.20	12.01	0.15	25.91	0.45	0.04	0.19	86.99
Chlorite	30.16	0.06	16.58	0.27	10.33	0.15	24.35	0.71	0.04	0.26	82.91
Feldspar	66.28	0.06	18.21	0.00	0.90	0.03	1.44	0.36	10.85	0.25	98.38
Feldspar	67.32	0.00	18.88	0.02	0.11	0.04	0.40	2.47	11.50	0.23	100.96
Feldspar	68.38	0.04	18.21	0.00	0.06	0.00	0.02	0.41	11.69	0.40	99.21
Feldspar	67.18	0.00	18.81	0.00	0.11	0.01	0.05	1.67	11.43	0.98	100.23
Mica	35.93	0.35	13.07	0.65	9.55	0.23	21.43	9.49	0.10	0.14	90.94
Pumpellyite	38.61	0.17	23.00	0.09	3.69	0.12	7.30	15.75	0.81	0.46	90.01

2.2. Les amphibolites de la semelle métamorphique

Amphibolite 14-01 (N32°17'31.4''-E59°51'46.3")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	47.68	0.35	8.32	0.02	14.63	0.25	12.62	11.81	0.97	0.24	96.87
Amphibole	46.65	0.39	8.18	0.07	14.15	0.25	12.49	12.00	0.98	0.29	95.47
Amphibole	48.67	0.27	7.36	0.04	14.20	0.26	12.81	11.99	0.87	0.24	96.72
Amphibole	43.25	0.53	11.26	0.06	15.84	0.26	10.70	12.22	1.25	0.36	95.73
Amphibole	44.47	0.49	11.19	0.05	16.59	0.23	10.95	12.17	1.23	0.44	97.82
Amphibole	44.28	0.61	10.60	0.03	16.54	0.24	10.28	11.63	1.33	0.34	95.86
Amphibole	43.77	0.52	11.35	0.08	17.22	0.26	10.37	11.54	1.39	0.40	96.90
Amphibole	44.70	0.31	9.49	0.25	14.08	0.24	12.25	12.21	0.94	0.43	94.90
Amphibole	47.17	0.46	9.25	0.06	15.54	0.26	11.67	11.69	1.04	0.38	97.50
Amphibole	53.76	0.11	2.65	0.04	9.85	0.25	16.78	12.37	0.31	0.08	96.21
Amphibole	47.72	0.58	9.12	0.15	14.62	0.26	12.35	12.03	1.08	0.30	98.19
Amphibole	45.43	0.55	9.80	0.00	15.79	0.28	11.33	11.88	1.18	0.27	96.52
Amphibole	48.30	0.41	8.90	0.05	14.52	0.17	12.18	12.06	1.02	0.26	97.87
Amphibole	48.67	0.35	8.36	0.00	14.71	0.19	12.74	11.95	0.93	0.28	98.18
Amphibole	46.82	0.49	9.30	0.00	15.74	0.27	11.90	12.24	1.04	0.37	98.17
Amphibole	47.30	0.48	8.75	0.08	14.60	0.24	12.21	12.05	1.00	0.34	97.06
Amphibole	49.31	0.35	6.22	0.03	14.61	0.26	12.91	12.11	0.67	0.24	96.72
Amphibole	47.36	0.15	7.88	0.07	12.33	0.21	14.17	10.64	0.80	0.20	93.82
Amphibole	46.69	0.45	8.98	0.00	14.57	0.25	11.60	12.08	0.91	0.32	95.87
Amphibole	47.52	0.32	8.95	0.02	14.06	0.22	12.62	12.10	1.01	0.26	97.09
Amphibole	47.59	0.34	8.86	0.08	14.32	0.22	12.64	12.07	0.93	0.29	97.34
Amphibole	44.78	0.59	11.13	0.00	16.45	0.27	10.98	12.01	1.25	0.41	97.87
Amphibole	47.29	0.42	8.20	0.02	14.65	0.21	12.56	11.86	0.91	0.32	96.44
Amphibole	47.16	0.40	8.33	0.03	15.31	0.20	12.51	12.24	0.99	0.25	97.42
Chlorite	28.49	0.04	18.64	0.00	20.93	0.18	17.61	0.12	0.00	0.03	86.05
Chlorite	29.13	0.02	18.03	0.00	21.64	0.19	17.15	0.19	0.01	0.05	86.42
Chlorite	28.48	0.07	19.53	0.12	21.69	0.25	18.09	0.12	0.01	0.01	88.38
Chlorite	26.44	0.01	19.25	0.00	25.57	0.32	13.78	0.12	0.01	0.05	85.55
Chlorite	26.64	0.01	17.79	0.26	20.99	0.18	16.54	0.30	0.03	0.06	82.80
Epidote	38.65	0.16	24.12	0.00	11.67	0.11	0.06	23.63	0.00	0.00	98.41
Epidote	38.28	0.06	23.40	0.01	12.10	0.15	0.01	23.46	0.00	0.00	97.47
Epidote	40.12	0.01	31.25	0.06	3.79	0.19	0.00	23.34	0.00	0.01	98.77
Epidote	37.15	0.05	23.10	0.06	11.29	0.08	0.03	22.30	0.00	0.00	94.07
Mica Blanc	47.89	0.02	29.85	0.04	2.69	0.02	1.81	0.08	0.32	10.24	92.94

Métasédiment 14-07 (N32°00'56.2''-E59°33'19.0'')

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Chlorite	24.95	0.10	21.97	0.02	23.96	0.11	15.45	0.26	0.02	0.00	86.85
Chlorite	25.42	0.09	21.76	0.00	23.86	0.11	15.51	0.28	0.03	0.03	87.10
Chlorite	24.87	0.09	22.09	0.02	24.16	0.12	15.51	0.16	0.04	0.02	87.08
Chlorite	25.53	0.00	22.41	0.02	23.62	0.10	14.82	0.10	0.03	0.01	86.64
Chlorite	24.98	0.08	21.88	0.02	24.12	0.08	15.03	0.05	0.02	0.07	86.33
Chlorite	25.01	0.24	21.74	0.00	25.35	0.10	14.62	0.02	0.05	0.03	87.15
Chlorite	24.93	0.10	22.03	0.03	25.15	0.06	14.40	0.01	0.00	0.01	86.72
Chlorite	26.19	0.05	22.81	0.04	24.38	0.13	13.71	0.05	0.05	0.43	87.83
Chlorite	24.78	0.05	21.75	0.03	24.58	0.13	14.45	0.05	0.01	0.05	85.90
Mica Blanc	47.14	0.59	33.66	0.01	1.82	0.03	1.39	0.01	0.81	9.48	94.93
Mica Blanc	46.53	0.38	32.65	0.02	1.74	0.03	1.45	0.06	0.59	9.39	92.84
Mica Blanc	47.53	0.43	32.24	0.01	2.41	0.07	1.80	0.07	0.76	8.88	94.20
Mica Blanc	46.34	0.39	32.39	0.01	2.74	0.04	1.95	0.00	0.46	9.44	93.75
Mica Blanc	46.60	0.31	32.47	0.04	1.88	0.00	1.58	0.08	0.76	8.94	92.65
Mica Blanc	47.52	0.39	31.87	0.02	2.06	0.00	1.83	0.02	0.68	8.93	93.31
Mica Blanc	47.24	0.48	31.58	0.02	2.06	0.00	1.79	0.00	0.71	9.10	92.97
Mica Blanc	47.37	0.28	32.20	0.02	1.95	0.01	1.61	0.02	0.58	9.33	93.38

Amphibolite 14-09 (N32°00'04.7''-E59°31'01.8'')

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	45.38	0.56	13.59	0.00	9.53	0.20	14.45	12.10	2.38	0.22	98.41
Amphibole	47.41	0.57	10.18	0.07	8.58	0.23	15.52	12.18	1.68	0.14	96.55
Amphibole	46.26	0.47	10.28	0.00	8.51	0.17	14.72	11.66	1.67	0.11	93.84
Amphibole	46.85	0.70	12.63	0.01	9.12	0.11	14.41	11.99	2.34	0.14	98.31
Amphibole	46.11	0.62	10.86	0.01	8.69	0.22	15.42	11.87	1.89	0.12	95.81
Amphibole	48.69	0.47	9.83	0.11	8.29	0.20	16.70	12.18	1.72	0.09	98.27
Amphibole	44.80	0.52	8.53	0.10	8.75	0.22	16.34	11.21	1.82	0.10	92.39
Amphibole	47.85	0.48	9.91	0.07	8.68	0.14	16.00	11.48	1.80	0.10	96.52
Amphibole	47.78	0.48	9.78	0.06	8.60	0.16	15.96	11.78	1.73	0.11	96.46
Amphibole	48.37	0.45	9.96	0.06	9.26	0.23	15.89	11.51	2.03	0.09	97.84
Amphibole	49.81	0.31	8.59	0.09	8.08	0.17	15.39	11.23	1.05	0.90	95.63
Amphibole	48.37	0.60	10.35	0.01	9.06	0.19	16.15	11.62	1.83	0.10	98.27
Amphibole	47.49	0.48	10.47	0.00	8.72	0.16	15.96	11.90	1.74	0.11	97.03
Amphibole	50.24	0.33	8.10	0.09	7.32	0.09	17.17	12.50	1.32	0.11	97.27
Amphibole	48.89	0.38	8.65	0.08	7.99	0.15	16.43	11.85	1.29	0.07	95.78
Amphibole	49.05	0.35	9.10	0.11	8.19	0.13	16.83	12.01	1.56	0.06	97.38
Amphibole	47.78	0.39	9.21	0.15	8.39	0.22	16.31	11.68	1.71	0.08	95.92
Amphibole	49.12	0.43	8.70	0.10	8.29	0.20	16.46	11.94	1.50	0.07	96.81
Amphibole	48.80	0.38	8.40	0.39	8.14	0.24	17.42	11.71	1.50	0.07	97.05
Amphibole	48.90	0.54	9.12	0.32	8.74	0.23	16.32	11.76	1.74	0.09	97.77
Amphibole	48.61	0.52	8.96	0.18	8.25	0.21	16.87	12.03	1.69	0.07	97.38
Amphibole	49.67	0.45	8.91	0.22	8.25	0.27	16.74	11.76	1.64	0.09	97.99

Amphibole	47.31	0.49	9.05	0.27	8.03	0.19	16.09	11.82	1.64	0.07	94.96
Amphibole	47.78	0.42	9.73	0.38	7.86	0.19	16.49	12.23	1.65	0.07	96.81
Amphibole	46.55	0.48	10.88	0.26	8.97	0.10	15.17	12.10	1.81	0.16	96.47
Amphibole	47.24	0.46	9.96	0.24	8.09	0.13	15.86	11.97	1.69	0.13	95.76
Amphibole	46.95	0.49	10.86	0.07	9.17	0.24	15.36	12.30	1.75	0.15	97.35
Amphibole	48.74	0.43	8.12	0.23	8.00	0.27	17.30	12.05	1.48	0.06	96.68
Amphibole	48.67	0.54	8.47	0.07	8.36	0.16	16.68	11.47	1.68	0.11	96.21
Amphibole	49.53	0.52	8.81	0.07	8.30	0.18	16.96	12.12	1.59	0.09	98.17
Amphibole	46.77	0.48	10.73	0.18	8.67	0.19	15.81	11.98	1.83	0.12	96.75
Amphibole	47.73	0.19	8.77	0.21	9.38	0.14	17.84	9.91	0.62	0.57	95.35
Amphibole	48.81	0.53	7.86	0.18	8.03	0.24	16.97	11.73	1.48	0.07	95.91
Amphibole	50.89	0.51	7.24	0.15	8.15	0.18	17.43	11.70	1.38	0.07	97.68
Amphibole	49.60	0.48	8.86	0.26	8.40	0.27	16.81	11.73	1.67	0.09	98.17
Amphibole	48.99	0.58	9.18	0.24	8.36	0.32	16.17	11.59	1.75	0.08	97.26
Amphibole	48.57	0.40	9.25	0.59	8.22	0.10	16.35	11.95	1.74	0.08	97.24
Amphibole	47.10	0.50	10.92	0.10	8.80	0.16	15.89	12.54	1.88	0.17	98.05
Amphibole	48.95	0.49	8.63	0.63	8.06	0.20	16.65	12.00	1.56	0.07	97.23
Amphibole	48.95	0.57	9.28	0.18	8.76	0.14	16.69	12.23	1.66	0.10	98.56
Amphibole	48.55	0.55	8.94	0.26	8.80	0.16	16.45	11.54	1.81	0.11	97.16
Amphibole	49.51	0.50	8.49	0.30	8.64	0.21	16.82	11.57	1.69	0.09	97.81
Amphibole	49.49	0.60	8.23	0.25	8.16	0.28	17.03	11.79	1.51	0.10	97.43
Amphibole	48.58	0.52	9.34	0.26	8.53	0.16	16.50	12.42	1.56	0.12	97.98
Amphibole	48.70	0.65	8.99	0.21	9.26	0.18	16.64	12.01	1.66	0.11	98.40
Amphibole	48.98	0.59	9.35	0.32	8.57	0.22	16.62	11.89	1.84	0.08	98.45
Amphibole	49.40	0.50	8.30	0.28	8.20	0.24	16.99	11.50	1.51	0.08	97.00
Amphibole	50.53	0.36	7.44	0.45	8.14	0.22	17.27	11.92	1.35	0.08	97.76
Amphibole	49.31	0.55	9.33	0.35	8.13	0.25	16.67	11.97	1.48	0.07	98.09
Amphibole	50.05	0.51	8.26	0.23	7.74	0.23	17.22	12.19	1.42	0.08	97.93
Amphibole	49.42	0.54	9.03	0.36	7.92	0.15	16.93	12.21	1.55	0.09	98.20
Amphibole	46.76	0.49	11.34	0.25	8.90	0.21	15.48	11.99	2.03	0.13	97.55
Amphibole	45.02	0.28	10.56	0.20	8.89	0.17	17.37	9.79	1.06	0.15	93.47
Amphibole	49.88	0.38	8.14	0.16	8.16	0.16	17.26	11.75	1.58	0.08	97.55
Amphibole	49.62	0.45	7.90	0.19	8.43	0.18	17.44	11.94	1.51	0.09	97.76
Amphibole	49.74	0.48	8.03	0.13	8.43	0.17	17.32	11.89	1.70	0.06	97.95
Amphibole	49.71	0.47	8.16	0.15	8.42	0.19	17.05	11.79	1.62	0.09	97.64
Amphibole	50.19	0.44	8.58	0.19	8.04	0.16	16.48	11.86	1.40	0.09	97.42
Amphibole	47.89	0.64	10.60	0.09	8.43	0.20	15.85	12.33	1.78	0.11	97.91
Amphibole	47.16	0.44	11.00	0.00	8.65	0.14	16.40	11.96	1.75	0.11	97.62
Amphibole	46.72	0.47	11.36	0.03	8.84	0.19	15.78	12.30	2.02	0.10	97.81
Amphibole	50.90	0.41	7.46	0.22	8.23	0.21	17.54	11.94	1.33	0.07	98.30
Amphibole	50.91	0.40	7.61	0.16	8.13	0.25	17.33	11.97	1.48	0.06	98.29
Amphibole	50.09	0.37	8.12	0.16	8.19	0.21	17.18	11.92	1.40	0.10	97.75
Amphibole	48.98	0.47	9.71	0.13	8.18	0.16	16.31	12.19	1.51	0.08	97.71
Amphibole	46.53	0.44	11.40	0.38	8.46	0.19	15.07	11.95	1.90	0.09	96.40
Amphibole	49.72	0.48	8.20	0.34	8.49	0.19	16.70	11.97	1.58	0.11	97.78
Amphibole	49.43	0.59	8.40	0.32	8.66	0.17	16.81	11.86	1.73	0.08	98.05

Amphibole	49.27	0.44	8.46	0.25	8.68	0.23	16.53	11.57	1.68	0.10	97.21
Amphibole	49.73	0.47	8.63	0.22	8.65	0.19	17.13	11.73	1.57	0.09	98.40
Chlorite	28.35	0.00	21.07	0.21	13.38	0.09	22.01	0.09	0.00	0.00	85.20
Feldspar	57.39	0.00	27.76	0.05	0.11	0.00	0.00	9.22	6.47	0.03	101.04
Feldspar	58.17	0.04	28.10	0.06	0.14	0.01	0.03	9.42	6.61	0.02	102.60
Feldspar	59.03	0.01	28.00	0.03	0.10	0.03	0.01	9.64	6.42	0.03	103.28
Feldspar	58.22	0.04	28.58	0.00	0.14	0.01	0.00	9.62	6.61	0.06	103.28
Feldspar	57.38	0.00	28.56	0.02	0.06	0.00	0.00	9.79	6.16	0.04	102.00
Feldspar	58.57	0.03	25.91	0.05	0.22	0.02	0.02	7.96	7.27	0.05	100.11
Feldspar	60.16	0.04	26.51	0.00	0.19	0.00	0.01	7.83	7.71	0.07	102.51
Feldspar	60.95	0.00	26.23	0.02	0.12	0.00	0.00	7.19	7.61	0.06	102.17
Feldspar	59.00	0.00	26.59	0.00	0.09	0.02	0.00	8.16	7.32	0.04	101.23
Feldspar	59.44	0.01	26.46	0.01	0.04	0.03	0.00	8.34	7.08	0.03	101.44
Feldspar	59.25	0.00	27.30	0.02	0.04	0.04	0.00	8.50	7.15	0.03	102.33
Feldspar	59.67	0.03	27.91	0.00	0.06	0.00	0.00	8.75	7.05	0.03	103.50
Feldspar	60.01	0.03	25.79	0.03	0.14	0.00	0.00	7.72	7.41	0.08	101.20
Feldspar	60.25	0.08	26.12	0.01	0.16	0.00	0.00	7.88	7.27	0.04	101.81
Feldspar	59.73	0.06	26.87	0.00	0.08	0.02	0.00	7.99	7.31	0.03	102.09
Feldspar	58.61	0.01	26.97	0.02	0.11	0.00	0.00	8.32	7.02	0.04	101.10
Feldspar	58.54	0.05	27.44	0.03	0.04	0.03	0.01	8.57	7.01	0.07	101.78
Feldspar	61.15	0.01	26.60	0.00	0.03	0.00	0.00	8.15	7.20	0.09	103.23
Feldspar	58.23	0.00	27.12	0.00	0.08	0.01	0.00	8.72	6.73	0.07	100.97
Feldspar	60.51	0.04	27.08	0.01	0.07	0.00	0.00	8.57	7.07	0.06	103.41
Feldspar	62.01	0.00	26.73	0.00	0.11	0.02	0.00	7.58	7.79	0.05	104.29
Feldspar	59.99	0.00	25.25	0.00	0.10	0.00	0.00	6.70	8.11	0.04	100.20
Feldspar	61.73	0.00	25.38	0.01	0.06	0.00	0.00	6.14	8.37	0.05	101.75
Feldspar	61.08	0.05	25.84	0.01	0.12	0.00	0.00	6.88	8.08	0.03	102.06
Feldspar	58.19	0.00	27.74	0.00	0.03	0.00	0.00	8.92	6.64	0.04	101.57
Feldspar	58.48	0.00	26.27	0.00	0.04	0.04	0.01	8.18	6.96	0.04	100.03
Feldspar	60.31	0.03	26.49	0.00	0.14	0.00	0.00	7.60	7.52	0.04	102.13
Feldspar	60.71	0.00	25.77	0.00	0.24	0.05	0.00	7.03	7.91	0.04	101.73
Feldspar	60.07	0.00	25.92	0.07	0.16	0.02	0.01	7.41	7.54	0.05	101.24
Feldspar	59.57	0.00	26.58	0.03	0.02	0.00	0.00	8.51	7.16	0.08	101.95
Feldspar	58.32	0.02	26.58	0.00	0.14	0.02	0.01	8.24	7.01	0.04	100.38
Mica blanc	48.55	0.17	28.86	0.00	2.96	0.05	3.97	0.05	0.12	11.16	95.89
Mica blanc	46.93	0.15	28.38	0.00	3.17	0.03	3.97	0.07	0.12	10.97	93.79
Mica blanc	49.03	0.00	29.56	0.08	1.53	0.04	3.34	0.10	0.09	10.99	94.74
Mica blanc	47.78	0.00	29.11	0.00	2.31	0.01	4.14	0.08	0.07	11.13	94.63
Mica blanc	51.11	0.07	29.02	0.04	1.08	0.06	3.01	0.16	0.08	10.32	94.96

Amphibolite 14-11b (N32°00'04.7''-E59°31'01.8'')

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	40.14	0.89	10.43	0.07	21.07	0.13	8.16	10.85	1.41	1.33	94.48
Amphibole	41.96	0.52	10.18	0.00	19.87	0.19	8.53	12.20	1.19	1.05	95.68
Amphibole	41.88	0.61	9.86	0.02	20.30	0.22	8.32	12.17	1.36	1.15	95.90
Amphibole	41.27	0.56	10.61	0.05	21.25	0.14	7.79	11.79	1.37	1.35	96.19
Amphibole	39.79	0.77	10.43	0.02	21.18	0.12	7.59	11.35	1.47	1.23	93.95
Amphibole	40.30	0.73	11.89	0.01	18.56	0.19	8.93	11.84	1.56	1.56	95.58
Amphibole	40.27	0.80	11.82	0.02	18.68	0.27	8.92	11.90	1.59	1.50	95.76
Amphibole	40.41	0.66	12.05	0.00	18.39	0.23	9.20	11.87	1.56	1.52	95.90
Amphibole	40.22	0.69	11.93	0.01	18.73	0.22	8.74	11.71	1.42	1.42	95.08
Amphibole	42.70	0.35	10.20	0.00	18.50	0.21	9.99	11.90	1.38	1.15	96.38
Amphibole	41.09	0.49	11.87	0.05	18.01	0.24	8.49	11.33	1.24	1.82	94.62
Amphibole	41.06	0.55	11.68	0.06	19.15	0.27	8.70	12.25	1.49	1.28	96.49
Amphibole	41.22	0.61	11.82	0.04	19.04	0.19	8.73	11.83	1.45	1.45	96.39
Amphibole	39.46	0.55	11.39	0.02	18.67	0.22	9.12	11.58	1.77	1.44	94.21
Amphibole	39.32	0.47	11.67	0.00	18.85	0.19	9.43	11.13	1.53	1.40	93.99
Amphibole	40.44	0.73	11.63	0.02	18.70	0.23	9.13	11.92	1.50	1.48	95.77
Amphibole	40.37	0.82	12.17	0.04	18.59	0.23	8.77	11.87	1.57	1.60	96.03
Amphibole	42.10	0.42	10.25	0.00	18.62	0.18	9.74	11.80	1.42	1.08	95.61
Amphibole	46.95	0.12	7.14	0.01	15.08	0.24	12.27	12.46	0.82	0.50	95.60
Amphibole	42.55	0.41	10.42	0.02	18.41	0.22	9.61	11.91	1.44	1.12	96.07
Amphibole	40.75	0.59	12.06	0.00	19.26	0.26	8.54	11.89	1.52	1.48	96.36
Amphibole	40.32	0.72	12.53	0.01	19.34	0.25	8.65	11.83	1.52	1.57	96.74
Amphibole	39.61	0.76	12.90	0.02	19.06	0.23	8.36	11.89	1.49	1.61	95.94
Amphibole	40.33	0.64	12.20	0.03	18.55	0.19	8.92	11.58	1.54	1.45	95.41
Amphibole	39.97	0.27	12.27	0.03	18.13	0.24	9.30	11.39	1.43	1.54	94.57
Amphibole	42.83	0.16	12.78	0.01	17.83	0.20	9.48	10.66	1.19	1.51	96.65
Amphibole	39.42	0.24	13.11	0.04	18.41	0.21	9.10	11.85	1.58	1.72	95.67
Amphibole	39.41	0.23	12.99	0.01	18.50	0.17	9.06	12.00	1.60	1.72	95.70
Amphibole	39.64	0.16	13.16	0.00	18.39	0.22	8.85	11.83	1.47	1.80	95.52
Amphibole	39.41	0.11	12.87	0.03	18.28	0.17	9.19	11.90	1.49	1.75	95.19
Amphibole	39.71	0.15	13.26	0.03	18.53	0.14	9.19	11.76	1.56	1.81	96.14
Amphibole	39.65	0.14	12.97	0.03	18.22	0.19	9.18	11.98	1.53	1.64	95.53
Amphibole	39.68	0.09	13.22	0.03	18.22	0.19	9.25	11.80	1.51	1.70	95.69
Amphibole	41.38	0.36	8.78	0.01	18.33	0.22	10.33	11.54	1.26	0.91	93.11
Amphibole	49.60	0.20	4.89	0.02	13.87	0.23	13.65	12.38	0.73	0.34	95.91
Amphibole	43.29	0.52	10.59	0.00	18.50	0.17	9.60	11.97	1.46	1.10	97.18
Amphibole	41.68	0.55	12.23	0.00	19.70	0.23	8.19	11.99	1.52	1.35	97.44
Amphibole	40.47	0.81	11.08	0.01	18.73	0.16	8.71	11.61	1.45	1.37	94.39
Amphibole	40.67	0.81	11.36	0.03	18.83	0.20	8.48	11.69	1.55	1.46	95.09
Amphibole	40.52	1.02	11.97	0.03	18.79	0.19	8.65	11.72	1.60	1.60	96.08
Amphibole	40.45	0.94	11.79	0.04	18.25	0.21	9.30	11.53	1.45	1.55	95.49
Amphibole	40.23	0.88	11.55	0.01	18.89	0.13	8.85	11.81	1.62	1.46	95.46
Amphibole	40.38	0.87	11.65	0.00	18.49	0.18	8.94	11.81	1.50	1.48	95.30

Amphibole	40.68	0.81	11.81	0.02	18.67	0.21	8.67	11.75	1.53	1.48	95.62
Amphibole	40.52	0.92	11.76	0.03	18.45	0.18	9.00	11.76	1.55	1.48	95.64
Amphibole	40.88	0.90	11.72	0.05	18.44	0.15	8.96	12.00	1.46	1.45	96.01
Amphibole	40.82	0.96	11.28	0.03	18.77	0.17	9.09	11.67	1.70	1.49	95.97
Amphibole	40.95	1.06	11.76	0.01	19.17	0.09	8.96	11.98	1.61	1.53	97.11
Amphibole	39.74	0.91	11.55	0.02	18.46	0.18	8.77	11.64	1.53	1.49	94.29
Amphibole	39.81	0.61	12.24	0.00	19.40	0.20	8.64	11.63	1.53	1.54	95.59
Amphibole	39.85	0.77	12.74	0.04	19.25	0.24	8.37	11.70	1.56	1.70	96.21
Amphibole	40.02	0.65	12.33	0.03	19.22	0.16	8.62	11.80	1.50	1.65	95.98
Amphibole	40.03	0.66	12.74	0.05	18.93	0.21	8.41	11.87	1.58	1.63	96.12
Amphibole	40.29	0.59	11.75	0.06	18.18	0.23	9.08	11.80	1.53	1.45	94.95
Amphibole	47.88	0.18	8.24	0.01	13.76	0.18	12.38	12.10	1.18	0.59	96.50
Epidote	36.92	0.07	22.89	0.02	12.10	0.08	0.00	23.21	0.05	0.02	95.36
Epidote	36.49	0.13	22.37	0.00	12.67	0.02	0.00	23.27	0.02	0.00	94.96
Epidote	37.66	0.01	26.18	0.01	8.10	0.27	0.00	23.56	0.01	0.00	95.79
Epidote	40.65	0.31	25.51	0.04	8.27	0.08	0.00	21.64	1.24	0.01	97.75
Feldspar	63.92	0.00	18.18	-0.01	0.17	-0.01	-0.01	0.00	0.66	16.02	98.92
Feldspar	63.76	0.06	18.33	0.01	0.02	0.02	0.00	-0.01	0.23	16.45	98.87
Feldspar	62.52	0.03	22.55	0.02	0.52	0.01	0.13	3.60	10.57	0.22	100.17
Feldspar	61.74	0.01	23.32	-0.02	0.70	-0.05	0.02	4.22	10.11	0.12	100.17
Feldspar	63.41	0.02	22.78	0.05	0.32	-0.03	0.04	3.80	11.13	0.07	101.58
Feldspar	63.18	0.02	22.52	0.01	0.41	-0.05	0.19	1.79	11.18	0.91	100.17
Feldspar	58.68	0.02	25.94	0.01	0.25	-0.03	-0.04	7.64	8.42	0.08	100.96
Feldspar	56.30	0.03	26.87	0.04	0.24	0.03	-0.03	8.82	7.45	0.14	99.88
Feldspar	55.42	0.05	28.05	-0.01	0.22	0.01	-0.05	9.94	6.89	0.13	100.64
Feldspar	54.38	0.04	28.46	0.00	0.18	0.02	-0.05	10.38	6.13	0.09	99.63
Feldspar	57.85	-0.08	25.28	0.00	0.40	0.03	0.24	7.32	8.59	0.13	99.77
Feldspar	58.95	-0.01	25.14	0.02	0.23	-0.03	0.07	7.08	8.97	0.14	100.55
Feldspar	56.87	-0.01	23.75	0.02	0.34	0.03	0.22	8.09	8.57	0.09	97.97
Feldspar	57.38	0.00	26.04	-0.01	0.09	-0.02	-0.02	7.89	7.99	0.15	99.51
Feldspar	57.57	0.07	26.50	-0.01	0.17	0.06	-0.03	8.32	7.85	0.14	100.64
Feldspar	58.71	-0.02	25.84	-0.01	0.12	0.05	-0.06	7.39	8.54	0.10	100.66
Feldspar	58.29	-0.05	25.77	0.00	0.03	-0.04	-0.01	7.31	8.50	0.12	99.92
Feldspar	58.05	0.00	26.27	0.02	0.05	0.01	-0.03	7.61	8.71	0.11	100.80
Feldspar	56.43	0.04	27.03	-0.01	0.05	0.06	-0.07	8.90	7.63	0.12	100.18
Feldspar	55.42	0.01	28.15	0.01	0.24	-0.05	0.00	9.40	5.88	0.11	99.17
Feldspar	59.36	0.08	25.20	-0.02	0.13	-0.01	-0.02	6.65	8.95	0.09	100.41
Feldspar	58.02	-0.01	25.77	0.00	0.11	-0.02	-0.04	7.27	8.55	0.11	99.74
Feldspar	58.56	0.03	25.61	-0.01	0.11	0.02	-0.04	7.02	8.78	0.11	100.18
Feldspar	56.05	0.00	27.31	-0.01	0.15	-0.01	-0.04	9.00	7.38	0.12	99.95
Feldspar	54.61	0.03	24.24	-0.01	0.15	0.01	-0.02	9.72	6.34	2.56	97.62
Garnet	35.77	0.55	8.84	-0.02	16.44	0.34	-0.11	34.00	0.00	0.01	95.81
Garnet	36.83	0.59	9.07	0.00	16.49	0.26	-0.11	34.16	-0.04	0.01	97.26
Garnet	36.13	0.64	8.97	0.02	16.71	0.35	-0.09	33.86	0.00	-0.01	96.56
Garnet	36.46	0.58	9.23	-0.01	16.25	0.26	-0.09	34.01	0.03	0.00	96.71
Garnet	36.38	0.57	9.12	0.04	16.65	0.29	-0.11	33.85	0.01	0.01	96.80

Garnet	36.42	0.62	9.30	-0.01	16.22	0.31	-0.09	34.15	-0.02	0.01	96.91
Garnet	36.50	0.60	9.04	0.03	16.25	0.34	-0.08	34.00	-0.01	0.01	96.69
Garnet	36.43	0.66	9.39	-0.04	16.06	0.28	-0.11	34.20	0.03	0.01	96.92
Garnet	36.64	0.62	9.29	-0.02	16.28	0.26	-0.10	34.06	0.01	0.01	97.04
Garnet	36.44	0.58	9.32	-0.02	16.31	0.28	-0.07	34.03	-0.04	0.00	96.82
Garnet	36.31	0.57	8.93	0.00	16.27	0.27	-0.08	33.68	0.02	0.00	95.97
Garnet	36.43	0.66	9.06	-0.03	16.57	0.34	-0.07	33.97	0.02	0.00	96.95
Garnet	35.30	0.46	9.23	0.03	15.35	0.25	-0.07	33.58	0.02	0.01	94.15
Garnet	36.64	0.46	9.73	0.01	15.42	0.24	-0.05	34.13	0.04	-0.02	96.61
Garnet	36.25	0.52	9.95	0.00	15.34	0.27	-0.12	34.11	-0.01	0.01	96.31
Garnet	36.04	0.59	9.81	-0.01	15.21	0.25	-0.08	33.55	0.02	0.00	95.38
Garnet	36.74	0.53	9.55	0.01	15.72	0.32	-0.06	33.91	-0.02	-0.01	96.69
Garnet	36.67	0.52	9.90	-0.06	15.33	0.24	-0.08	33.98	-0.01	-0.01	96.48
Garnet	27.65	0.36	7.42	0.00	15.13	0.14	-0.09	32.61	-0.01	-0.01	83.20
Garnet	36.60	0.59	9.79	-0.01	15.68	0.35	-0.07	33.90	-0.03	-0.01	96.79
Garnet	36.43	0.52	10.02	0.02	15.11	0.32	-0.09	34.42	0.00	-0.01	96.75
Garnet	37.67	0.98	6.85	0.01	19.62	0.67	-0.15	32.27	0.00	-0.01	97.91
Garnet	35.03	0.71	7.41	0.03	18.23	0.49	-0.13	33.10	-0.01	0.00	94.87
Garnet	36.56	0.50	10.21	0.02	15.17	0.29	-0.11	34.10	0.06	0.01	96.81
Garnet	36.80	0.58	9.78	-0.04	15.26	0.26	-0.07	34.51	0.01	0.00	97.08
Garnet	36.81	0.59	10.14	-0.01	15.55	0.27	-0.11	33.92	-0.02	-0.01	97.13
Garnet	37.14	0.58	9.82	0.01	15.27	0.22	-0.06	34.24	0.03	-0.01	97.24
Garnet	36.68	0.46	9.88	0.00	15.48	0.19	-0.10	34.03	0.04	0.00	96.65
Garnet	36.67	0.50	9.78	0.00	15.75	0.24	-0.08	34.11	0.03	0.00	96.99
Pyroxene	51.10	0.09	0.99	0.03	11.84	0.22	10.80	23.67	0.55	0.01	99.31
Pyroxene	51.36	0.09	1.03	0.00	10.71	0.24	11.45	23.25	0.62	0.01	98.75
Pyroxene	51.42	0.07	0.96	0.02	11.20	0.16	11.07	23.08	0.62	0.02	98.62
Pyroxene	51.54	0.04	0.87	0.00	11.16	0.25	11.34	23.26	0.57	0.00	99.02
Pyroxene	50.74	0.00	0.72	0.03	13.55	0.28	9.78	22.85	0.62	0.01	98.60
Pyroxene	51.74	0.00	0.45	0.01	9.41	0.39	12.23	24.15	0.18	0.00	98.55
Pyroxene	52.00	0.03	0.55	0.00	9.15	0.44	12.09	24.39	0.26	0.01	98.92
Pyroxene	52.21	0.07	0.39	0.00	9.48	0.51	12.09	24.24	0.23	0.00	99.23
Pyroxene	53.39	0.02	0.65	0.01	4.63	0.40	15.38	25.20	0.21	0.00	99.88
Pyroxene	52.84	0.07	0.75	0.00	5.05	0.43	14.84	25.06	0.26	0.01	99.32
Pyroxene	51.83	0.00	0.61	0.00	8.60	0.48	12.37	24.31	0.22	0.00	98.43
Pyroxene	50.14	0.05	0.90	0.00	13.36	0.62	9.49	22.98	0.49	0.01	98.05
Pyroxene	51.73	0.02	1.16	0.05	7.49	0.24	13.18	23.62	0.62	0.03	98.14

Amphibolite 14-18 (N32°17'30.9''-E59°51'44.2")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	45.70	0.75	10.79	0.00	14.44	0.19	11.94	11.57	1.38	0.48	97.24
Amphibole	45.56	0.63	11.21	0.00	14.50	0.29	12.06	11.97	1.31	0.37	97.91
Amphibole	46.94	0.40	8.27	0.01	14.30	0.25	13.49	11.89	1.16	0.41	97.14
Amphibole	44.51	0.62	11.79	0.08	14.46	0.24	11.46	11.42	1.39	0.47	96.43
Amphibole	45.06	0.60	11.49	0.07	14.97	0.27	12.05	12.08	1.37	0.46	98.42
Amphibole	45.59	0.69	10.71	0.00	14.53	0.20	12.18	11.56	1.35	0.47	97.29
Amphibole	45.52	0.69	11.16	0.04	14.33	0.31	12.01	11.52	1.27	0.45	97.29
Amphibole	46.28	0.46	10.84	0.00	14.69	0.25	12.52	11.85	1.31	0.35	98.55
Amphibole	45.09	0.74	10.90	0.08	14.36	0.23	11.91	11.94	1.30	0.42	96.98
Amphibole	43.80	0.71	12.39	0.02	14.67	0.24	11.64	11.95	1.52	0.45	97.40
Amphibole	42.98	0.30	12.88	0.05	15.02	0.27	10.46	11.32	1.49	0.36	95.14
Amphibole	43.77	0.40	12.74	0.01	14.66	0.30	11.49	12.01	1.51	0.32	97.21
Amphibole	45.63	0.73	12.40	0.00	13.24	0.17	11.07	11.46	2.33	0.44	97.46
Amphibole	44.76	0.56	11.34	0.00	14.11	0.22	12.19	11.87	1.33	0.36	96.74
Amphibole	46.77	0.57	14.72	0.04	12.15	0.11	8.89	10.52	2.37	0.37	96.51
Amphibole	44.31	0.71	12.31	0.00	15.02	0.24	11.51	11.61	1.51	0.55	97.77
Amphibole	43.45	0.64	11.65	0.00	14.40	0.24	10.41	11.13	1.27	0.50	93.70
Amphibole	44.14	0.59	12.29	0.04	15.17	0.21	11.74	11.91	1.48	0.48	98.05
Amphibole	45.35	0.74	11.43	0.11	14.88	0.17	11.94	11.87	1.47	0.47	98.44
Amphibole	45.27	0.60	10.85	0.16	14.09	0.28	11.94	11.87	1.40	0.46	96.91
Amphibole	45.48	0.62	11.45	0.25	14.52	0.26	11.79	12.29	1.26	0.40	98.32
Amphibole	46.64	0.52	9.21	0.12	13.81	0.24	13.37	12.13	1.19	0.33	97.56
Amphibole	47.07	0.57	8.86	0.11	13.41	0.29	13.54	12.25	1.10	0.28	97.48
Amphibole	43.40	0.76	12.02	0.47	15.41	0.23	11.49	12.00	1.43	0.71	97.92
Amphibole	45.61	0.62	9.69	0.36	14.06	0.19	12.95	12.06	1.10	0.46	97.10
Amphibole	46.96	0.43	8.88	0.05	13.82	0.30	13.84	12.10	1.05	0.30	97.74
Biotite	36.75	2.73	15.62	0.46	15.73	0.12	14.59	0.19	0.18	8.38	94.75
Biotite	36.47	2.71	15.08	0.43	15.01	0.09	14.74	0.33	0.22	8.23	93.30
Chlorite	27.36	0.07	21.37	0.00	17.10	0.22	21.39	0.12	0.06	0.02	87.72
Chlorite	28.01	0.03	21.12	0.01	17.78	0.19	21.07	0.11	0.03	0.02	88.37
Chlorite	27.54	0.08	20.99	0.05	17.64	0.21	21.09	0.12	0.02	0.03	87.77
Chlorite	28.96	0.09	20.38	0.29	20.98	0.18	16.75	0.24	0.02	0.47	88.36
Chlorite	27.65	0.00	20.59	0.09	20.27	0.18	18.70	0.15	0.04	0.03	87.69
Chlorite	26.91	0.06	21.32	0.02	17.46	0.21	21.24	0.14	0.03	0.02	87.41
Chlorite	27.78	0.10	21.45	0.04	17.44	0.17	20.81	0.17	0.08	0.01	88.05
Chlorite	29.02	0.10	19.18	0.00	19.34	0.29	18.17	0.91	0.14	0.08	87.24
Epidote	37.20	0.00	22.25	0.39	13.04	0.09	0.00	23.44	0.02	0.01	96.44
Feldspar	58.33	0.08	26.92	0.00	0.18	0.00	0.00	8.15	7.21	0.05	100.92
Feldspar	67.19	0.01	21.80	0.00	0.12	0.05	0.02	1.57	10.56	0.15	101.46
Feldspar	60.71	0.00	26.90	0.00	0.13	0.05	0.00	7.52	7.82	0.07	103.21
Feldspar	59.20	0.01	26.65	0.00	0.13	0.00	0.00	7.93	7.35	0.09	101.35
Feldspar	63.13	0.00	25.45	0.04	0.26	0.05	0.18	2.15	8.93	1.56	101.75
Feldspar	63.84	0.03	23.79	0.02	0.13	0.04	0.00	3.98	10.14	0.10	102.06

Feldspar	57.84	0.07	27.70	0.02	0.21	0.00	0.00	8.63	6.81	0.06	101.34
Feldspar	58.69	0.00	26.23	0.00	0.19	0.00	0.02	7.19	7.42	0.11	99.86
Feldspar	59.97	0.02	26.14	0.03	0.47	0.00	0.37	5.94	7.23	0.92	101.10
Feldspar	62.91	0.00	24.01	0.08	1.42	0.00	1.31	1.91	8.65	1.75	102.04
Feldspar	62.06	0.05	26.26	0.04	0.29	0.01	0.14	5.69	8.00	0.89	103.43
Feldspar	63.11	0.05	23.69	0.01	0.16	0.01	0.08	3.33	9.03	0.49	99.96
Feldspar	60.65	0.00	26.21	0.00	0.44	0.00	0.42	4.98	7.32	1.34	101.36
Feldspar	62.78	0.01	24.11	0.00	0.36	0.00	0.28	4.79	8.66	0.33	101.33
Feldspar	59.83	0.01	27.14	0.01	0.35	0.05	0.07	4.58	6.83	2.58	101.46
Feldspar	67.76	0.02	21.94	0.00	0.11	0.01	0.00	1.68	10.90	0.12	102.54
Feldspar	59.23	0.07	26.70	0.00	0.19	0.00	0.00	7.73	7.11	0.11	101.15
Feldspar	59.47	0.00	27.89	0.03	0.56	0.00	0.23	5.45	6.77	1.71	102.12
Feldspar	58.44	0.00	27.83	0.03	0.08	0.00	0.01	8.84	6.84	0.07	102.15
Feldspar	59.37	0.02	27.14	0.00	0.08	0.02	0.00	7.93	7.25	0.08	101.90
Feldspar	59.60	0.01	27.03	0.03	0.15	0.00	0.00	7.94	7.31	0.11	102.17
Feldspar	60.87	0.00	25.20	0.00	0.43	0.07	0.19	4.92	7.73	1.27	100.67
Feldspar	58.43	0.03	27.42	0.00	0.16	0.00	0.01	8.51	6.89	0.06	101.52
Feldspar	58.20	0.01	27.81	0.02	0.13	0.00	0.00	8.90	6.91	0.06	102.03
Feldspar	61.45	0.04	24.95	0.01	0.38	0.00	0.24	4.27	8.33	1.09	100.76
Feldspar	57.42	0.00	26.93	0.00	0.07	0.00	0.00	8.29	6.87	0.08	99.65
Feldspar	58.90	0.00	27.84	0.00	0.03	0.00	0.00	8.44	7.00	0.07	102.28
Feldspar	60.14	0.01	26.88	0.02	0.16	0.00	0.01	7.82	7.40	0.08	102.51
Feldspar	58.51	0.00	26.37	0.00	0.08	0.00	0.00	7.67	7.28	0.13	100.03
Feldspar	59.61	0.00	26.76	0.00	0.10	0.00	0.00	7.93	7.29	0.06	101.75
Feldspar	58.58	0.03	27.23	0.00	0.19	0.00	0.01	8.34	6.85	0.06	101.29
Feldspar	57.71	0.00	26.70	0.00	0.17	0.01	0.01	8.03	6.70	0.10	99.42
Feldspar	58.28	0.00	27.39	0.00	0.16	0.00	0.00	8.30	6.86	0.07	101.06
Feldspar	58.58	0.01	27.57	0.01	0.20	0.00	0.00	8.69	6.85	0.08	101.98
Feldspar	58.34	0.00	27.27	0.01	0.19	0.00	0.00	8.69	6.92	0.06	101.47
Feldspar	60.56	0.00	26.06	0.05	0.24	0.02	0.13	7.21	7.52	0.11	101.89
Feldspar	57.25	0.00	28.10	0.03	0.16	0.04	0.07	6.77	6.32	1.30	100.03
Feldspar	57.89	0.00	27.98	0.01	0.27	0.00	0.10	7.51	6.23	1.35	101.34
Feldspar	59.87	0.02	27.77	0.00	0.02	0.00	0.00	8.42	7.11	0.07	103.29
Feldspar	57.18	0.02	27.14	0.05	0.20	0.00	0.00	8.28	6.95	0.10	99.92
Feldspar	56.23	0.08	27.12	0.00	0.32	0.00	0.00	9.09	6.66	0.19	99.70
Feldspar	59.22	0.04	26.52	0.00	0.44	0.03	0.23	2.53	7.33	2.98	99.32
Mica Blanc	48.98	0.01	32.03	0.00	0.61	0.04	0.30	0.78	0.38	9.39	92.53
Mica Blanc	49.30	0.19	27.60	0.05	3.32	0.04	4.73	0.08	0.05	9.36	94.72

Amphibolite 14-20 (N32°17'31.4''-E59°51'46.3")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	45.99	0.55	10.92	0.04	15.30	0.25	12.30	11.15	1.31	0.17	97.98
Amphibole	46.49	0.45	11.02	0.00	15.31	0.29	12.06	10.63	1.62	0.16	98.04
Amphibole	44.88	0.58	11.12	0.06	14.32	0.23	12.01	10.54	1.63	0.17	95.53
Amphibole	43.02	0.57	12.04	0.00	16.89	0.24	11.89	10.45	1.32	0.20	96.63
Amphibole	45.54	0.71	11.11	0.08	15.54	0.31	11.69	10.89	1.56	0.22	97.66
Amphibole	47.58	0.58	9.62	0.01	14.38	0.28	12.73	11.05	1.25	0.18	97.65
Amphibole	46.98	0.57	9.94	0.00	14.67	0.24	12.56	10.92	1.24	0.14	97.26
Amphibole	46.49	0.84	9.75	0.01	14.52	0.27	12.27	11.11	1.36	0.17	96.80
Amphibole	46.52	0.79	10.12	0.04	15.07	0.28	11.98	10.58	1.62	0.18	97.16
Amphibole	45.72	0.76	10.96	0.00	14.97	0.25	11.58	10.58	1.52	0.19	96.54
Amphibole	46.28	0.63	11.11	0.08	14.92	0.23	12.33	10.67	1.56	0.15	97.95
Amphibole	46.96	0.50	10.15	0.00	14.79	0.22	12.55	10.87	1.36	0.17	97.56
Amphibole	44.66	0.44	10.79	0.00	14.99	0.28	12.30	10.77	1.48	0.16	95.88
Amphibole	46.51	0.58	10.56	0.05	14.76	0.29	12.33	10.88	1.46	0.17	97.60
Amphibole	46.85	0.53	9.98	0.00	14.99	0.22	12.22	10.56	1.69	0.13	97.17
Amphibole	45.29	0.51	10.49	0.05	15.71	0.35	11.47	10.85	1.56	0.18	96.45
Amphibole	46.10	0.60	10.94	0.00	15.30	0.18	11.89	10.93	1.52	0.18	97.64
Amphibole	45.70	0.39	10.90	0.14	15.15	0.26	11.95	10.99	1.49	0.15	97.12
Amphibole	51.48	0.26	5.72	0.03	12.10	0.22	15.04	11.72	0.72	0.06	97.36
Amphibole	55.49	0.02	1.37	0.00	10.60	0.17	17.17	12.40	0.18	0.00	97.40
Amphibole	55.47	0.01	1.17	0.00	11.27	0.30	17.52	11.91	0.19	0.01	97.87
Amphibole	43.25	0.07	6.94	0.00	21.53	0.20	12.65	5.82	0.42	0.21	91.09
Amphibole	47.13	0.43	9.53	0.04	16.29	0.33	12.02	10.06	1.27	0.19	97.28
Amphibole	46.66	0.61	10.23	0.01	14.94	0.27	12.56	10.52	1.49	0.14	97.43
Amphibole	46.66	0.45	10.10	0.09	14.76	0.22	12.52	10.75	1.48	0.14	97.18
Amphibole	46.78	0.54	10.24	0.03	14.96	0.28	12.77	10.81	1.54	0.18	98.12
Amphibole	46.20	0.54	9.74	0.00	14.80	0.25	12.64	10.88	1.54	0.14	96.73
Amphibole	47.21	0.43	10.31	0.05	14.89	0.32	12.38	10.99	1.45	0.18	98.20
Amphibole	46.45	0.40	10.48	0.07	14.66	0.21	12.23	11.00	1.51	0.17	97.19
Amphibole	45.87	0.52	10.86	0.06	15.04	0.25	12.26	10.93	1.56	0.19	97.53
Amphibole	46.34	0.47	10.63	0.05	15.13	0.23	12.11	10.94	1.56	0.15	97.62
Amphibole	45.61	0.47	10.70	0.00	14.87	0.23	11.95	11.01	1.59	0.18	96.61
Amphibole	46.07	0.54	10.60	0.11	14.90	0.22	12.23	10.92	1.56	0.16	97.30
Amphibole	46.01	0.47	10.66	0.00	15.03	0.28	12.23	11.07	1.46	0.20	97.41
Amphibole	45.74	0.52	10.47	0.04	14.99	0.28	12.38	11.00	1.53	0.17	97.13
Amphibole	45.96	0.45	10.79	0.06	15.06	0.20	12.24	11.02	1.56	0.21	97.54
Amphibole	45.74	0.56	10.87	0.07	15.18	0.23	12.32	11.01	1.46	0.18	97.62
Amphibole	46.04	0.44	10.80	0.03	15.01	0.36	12.06	11.07	1.54	0.20	97.56
Amphibole	45.47	0.60	10.88	0.01	15.04	0.16	12.18	11.06	1.56	0.19	97.15
Amphibole	45.66	0.48	11.05	0.05	15.20	0.22	12.11	10.92	1.57	0.21	97.47
Amphibole	46.14	0.48	10.96	0.01	14.83	0.33	12.14	10.99	1.48	0.19	97.55
Amphibole	46.05	0.43	11.00	0.10	15.02	0.17	12.01	11.18	1.53	0.20	97.69
Amphibole	45.95	0.52	10.98	0.05	14.97	0.21	12.12	11.13	1.59	0.19	97.72

Amphibole	46.53	0.54	10.67	0.03	14.95	0.22	12.26	11.00	1.54	0.20	97.94
Amphibole	46.16	0.49	10.80	0.02	14.89	0.24	12.46	11.01	1.54	0.18	97.79
Amphibole	46.18	0.53	10.73	0.01	14.90	0.23	12.10	10.86	1.57	0.20	97.31
Amphibole	46.13	0.53	10.72	0.06	14.94	0.20	12.16	10.98	1.56	0.19	97.47
Amphibole	46.03	0.53	10.81	0.00	14.88	0.24	12.17	10.87	1.52	0.18	97.21
Amphibole	45.92	0.61	10.82	0.05	15.49	0.29	11.92	10.98	1.57	0.19	97.85
Amphibole	45.70	0.56	10.90	0.00	14.81	0.19	12.01	10.94	1.55	0.20	96.86
Amphibole	46.36	0.60	10.91	0.03	14.86	0.21	12.24	10.85	1.60	0.16	97.81
Amphibole	45.97	0.55	10.97	0.05	14.79	0.24	12.11	10.82	1.63	0.17	97.30
Amphibole	45.77	0.55	10.57	0.00	14.73	0.31	12.09	10.74	1.62	0.18	96.56
Amphibole	46.61	0.49	10.53	0.07	14.93	0.34	12.07	10.76	1.49	0.18	97.45
Amphibole	46.44	0.45	10.70	0.00	15.26	0.23	12.19	10.86	1.52	0.16	97.82
Chlorite	25.92	0.03	20.39	0.10	19.24	0.35	18.89	0.08	0.00	0.03	85.02
Chlorite	27.77	0.12	18.97	0.01	20.08	0.30	18.70	0.48	0.06	0.02	86.52
Feldspar	62.31	0.04	24.13	0.03	0.44	0.00	0.00	5.31	8.66	0.09	101.01
Feldspar	61.52	0.00	24.95	0.08	0.33	0.01	0.01	5.64	8.55	0.06	101.14
Feldspar	62.20	0.03	23.91	0.00	0.29	0.08	0.02	5.08	8.57	0.06	100.24
Feldspar	64.63	0.00	17.66	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.10	15.88	98.28
Feldspar	65.00	0.02	18.28	0.01	0.06	0.02	0.01	0.00	0.14	16.16	99.68
Feldspar	66.57	0.01	18.44	0.10	0.09	0.04	0.01	0.00	0.09	16.49	101.84
Feldspar	65.92	0.00	18.27	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.09	16.03	100.37
Feldspar	65.03	0.04	18.10	0.00	0.06	0.01	0.01	0.00	0.10	15.96	99.30
Feldspar	65.25	0.00	18.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.12	15.84	99.32
Feldspar	64.10	0.00	18.46	0.00	0.11	0.00	0.00	0.01	0.12	15.77	98.56
Feldspar	65.50	0.00	18.61	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.08	15.75	100.01
Feldspar	65.79	0.00	17.95	0.02	0.01	0.05	0.01	0.00	0.13	16.28	100.24
Feldspar	65.98	0.02	18.39	0.06	0.07	0.02	0.02	0.01	0.10	15.98	100.63
Feldspar	65.64	0.00	18.69	0.04	0.15	0.00	0.00	0.00	0.13	15.72	100.37
Feldspar	64.92	0.10	18.39	0.00	0.41	0.00	0.03	0.02	0.13	15.43	99.44
Feldspar	62.74	0.00	23.74	0.00	0.38	0.00	0.01	5.57	8.48	0.08	101.00
Pyroxene	55.46	0.08	3.40	0.00	12.31	0.31	16.51	12.05	0.55	0.03	100.69

Amphibolite 14-26a (N32°02'09.9''-E59°24'00.1'')

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	53.40	0.06	2.38	0.05	12.86	0.52	15.22	12.45	0.22	0.18	97.34
Amphibole	51.83	0.15	4.37	0.00	13.10	0.52	14.57	12.44	0.36	0.34	97.66
Amphibole	49.42	0.23	5.61	0.02	13.59	0.54	13.31	12.35	0.50	0.49	96.05
Amphibole	50.06	0.21	5.99	0.01	13.61	0.47	13.76	12.45	0.46	0.57	97.58
Amphibole	53.86	0.05	2.10	0.00	14.39	0.44	14.63	12.72	0.19	0.10	98.49
Amphibole	52.32	0.08	2.52	0.07	15.65	0.42	13.53	12.70	0.16	0.14	97.60
Amphibole	52.47	0.12	3.20	0.00	14.19	0.38	14.08	12.66	0.24	0.17	97.52
Amphibole	49.43	0.24	5.77	0.01	15.69	0.40	12.09	11.82	0.45	0.46	96.37
Amphibole	49.90	0.13	5.32	0.00	15.61	0.33	12.51	12.48	0.46	0.42	97.15
Amphibole	49.93	0.26	5.91	0.02	15.95	0.50	12.21	12.46	0.48	0.46	98.18
Amphibole	52.38	0.17	3.11	0.00	14.44	0.34	13.85	12.51	0.26	0.24	97.30
Amphibole	51.90	0.17	4.19	0.00	14.53	0.41	13.75	12.45	0.33	0.26	97.99

Amphibole	50.60	0.15	7.52	0.01	13.88	0.35	11.14	12.62	0.61	0.62	97.51
Biotite	37.28	2.01	17.55	0.06	15.12	0.33	12.14	0.15	0.07	8.61	93.32
Biotite	34.77	1.66	16.95	0.03	16.33	0.28	12.35	2.05	0.08	6.61	91.11
Biotite	36.63	2.31	16.35	0.03	17.04	0.36	13.33	0.28	0.08	8.10	94.51
Biotite	36.70	1.76	16.64	0.02	17.40	0.37	12.83	0.26	0.09	8.01	94.08
Biotite	38.22	1.34	19.53	0.22	15.35	0.30	11.64	0.87	0.16	8.93	96.58
Biotite	37.85	1.37	18.56	0.19	14.57	0.20	11.66	0.14	0.05	8.82	93.42
Feldspar	64.71	0.00	18.74	0.02	0.21	-0.03	0.01	0.04	0.59	15.99	100.26
Feldspar	64.54	0.07	18.55	-0.01	0.15	-0.01	-0.01	0.03	0.78	15.83	99.93
Feldspar	64.78	0.06	18.85	0.00	0.15	-0.03	-0.01	0.04	0.64	16.07	100.54
Feldspar	62.68	0.00	17.27	0.04	0.82	0.02	1.13	0.99	0.48	14.74	98.18
Feldspar	64.50	0.05	18.97	0.01	0.10	0.01	0.02	0.07	0.58	16.19	100.50
Feldspar	63.91	0.06	18.47	0.03	0.48	0.03	0.03	0.11	0.80	15.85	99.77
Feldspar	45.69	-0.05	34.92	0.01	0.19	0.03	-0.08	17.89	1.39	0.05	100.04
Feldspar	44.37	0.03	35.55	-0.01	0.25	0.01	-0.08	19.06	0.79	0.02	99.99
Feldspar	64.19	0.02	18.32	-0.02	0.13	-0.01	0.00	0.02	0.68	15.79	99.13
Feldspar	45.25	-0.01	35.54	-0.02	0.26	0.04	-0.07	18.62	1.06	0.05	100.73
Feldspar	63.98	0.00	20.16	-0.02	0.36	-0.03	0.04	1.74	1.85	13.61	101.69
Feldspar	56.71	0.04	29.68	0.02	0.31	0.03	0.05	11.28	6.00	0.45	104.56
Feldspar	48.64	0.00	33.68	0.00	0.04	-0.03	-0.11	16.45	2.82	0.08	101.56
Feldspar	44.87	0.02	35.03	-0.01	0.05	-0.01	-0.03	18.45	0.97	0.09	99.43
Feldspar	45.65	-0.03	34.44	-0.01	0.07	0.05	0.02	17.70	1.32	0.05	99.26
Feldspar	44.36	0.00	35.67	-0.03	0.13	0.01	-0.05	19.15	0.76	0.05	100.05
Feldspar	44.28	0.00	36.09	-0.01	0.12	-0.01	-0.08	19.24	0.73	0.05	100.41
Pyroxene	50.56	0.10	1.32	0.00	12.74	0.53	10.01	23.74	0.11	0.01	99.11
Pyroxene	52.66	0.01	0.28	0.02	11.13	0.63	11.57	24.24	0.11	0.00	100.65
Pyroxene	52.41	0.07	0.63	0.04	12.24	0.59	10.79	23.44	0.12	0.02	100.35
Pyroxene	52.26	0.00	0.49	0.00	11.79	0.68	10.98	23.71	0.09	0.03	100.02
Pyroxene	51.90	0.05	0.78	0.01	13.31	0.61	9.82	23.63	0.07	0.00	100.18
Pyroxene	51.01	0.13	1.24	0.07	12.57	0.45	10.51	23.76	0.13	0.02	99.89
Pyroxene	51.63	0.05	0.29	0.01	12.17	0.64	10.35	24.04	0.06	0.01	99.24
Pyroxene	51.98	0.02	0.53	0.09	10.86	0.44	11.14	24.30	0.12	0.00	99.48
Pyroxene	52.33	0.11	1.05	0.05	13.05	0.50	10.13	23.00	0.13	0.01	100.36
Pyroxene	52.60	0.02	0.33	0.01	10.29	0.45	11.78	24.01	0.11	0.01	99.62

Amphibolite 15b-15a (N31°59'58.7"-E59°30'59.7")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	43.35	0.65	14.35	0.00	10.69	0.39	12.67	12.00	2.14	0.48	96.74
Amphibole	45.59	0.61	12.28	0.03	10.09	0.33	13.97	12.41	1.90	0.30	97.50
Amphibole	48.61	0.53	9.23	0.01	9.43	0.33	15.50	12.40	1.39	0.16	97.60
Amphibole	46.77	0.49	10.92	0.02	9.71	0.38	14.95	12.31	1.52	0.16	97.23
Amphibole	49.90	0.51	8.00	0.04	8.91	0.27	16.27	12.42	1.25	0.08	97.65
Amphibole	46.62	0.65	11.65	0.00	9.81	0.24	14.27	12.14	1.65	0.26	97.29
Amphibole	47.62	0.53	10.69	0.01	9.69	0.22	14.52	12.19	1.54	0.23	97.23
Amphibole	49.12	0.49	8.39	0.08	10.25	0.37	15.24	12.28	1.19	0.11	97.52
Amphibole	49.33	0.53	8.01	0.01	10.14	0.32	15.33	12.35	1.10	0.07	97.18
Amphibole	48.30	0.42	9.63	0.03	8.63	0.25	14.75	12.91	1.19	0.08	96.18
Amphibole	45.52	0.52	11.70	0.02	10.24	0.33	13.74	12.32	1.77	0.25	96.41
Amphibole	47.92	0.51	12.00	0.00	9.69	0.33	13.14	12.47	1.44	0.22	97.72
Feldspar	44.27	0.01	34.38	0.01	0.10	0.00	0.01	19.40	0.95	0.02	99.17
Feldspar	46.74	0.01	36.10	0.01	0.28	0.00	0.02	18.12	0.98	0.00	102.26
Feldspar	44.83	0.00	35.82	0.01	0.22	0.01	0.00	18.76	0.89	0.03	100.56
Feldspar	45.02	0.01	35.98	0.02	0.20	0.02	0.00	18.56	0.94	0.00	100.76
Feldspar	45.32	0.01	35.91	0.02	0.21	0.05	0.00	18.62	0.96	0.00	101.10
Feldspar	43.84	0.00	34.44	0.02	0.21	0.03	0.00	17.81	1.23	0.01	97.60
Feldspar	45.37	0.00	34.37	0.01	0.34	0.07	0.39	18.59	0.96	0.00	100.11
Feldspar	45.41	0.02	35.80	0.00	0.25	0.00	0.00	18.61	0.84	0.00	100.92

Amphibolite 15b-15b (N31°59'58.7"-E59°30'59.7")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	43.52	0.58	10.73	0.04	14.12	0.26	11.94	12.14	1.62	0.45	95.41
Amphibole	47.16	0.41	14.03	0.02	11.54	0.15	9.35	10.56	1.58	0.65	95.45
Amphibole	44.18	0.60	11.22	0.04	14.60	0.30	11.98	12.23	1.63	0.54	97.31
Epidote	37.97	0.11	23.51	0.13	12.39	0.10	0.03	23.29	0.01	0.02	97.55
Epidote	38.66	0.20	25.06	0.01	10.68	0.13	0.11	23.31	0.00	0.03	98.18
Epidote	40.16	0.04	27.52	0.02	7.83	0.21	0.08	23.07	0.13	0.00	99.06
Epidote	38.19	0.11	24.80	0.09	10.50	0.11	0.05	24.03	0.00	0.00	97.87
Feldspar	52.43	0.00	31.36	0.00	0.21	0.04	0.05	13.12	4.34	0.07	101.63
Feldspar	48.18	0.01	36.38	0.00	0.36	0.04	0.01	17.88	1.23	0.03	104.12

Amphibolite 15b-15c (N31°59'58.7"-E59°30'59.7")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	45.08	0.63	9.65	0.05	17.65	0.24	10.36	11.69	1.28	0.24	96.87
Amphibole	43.73	0.81	11.06	0.01	19.17	0.27	9.26	11.38	1.52	0.30	97.51
Amphibole	46.03	0.77	9.78	0.00	17.12	0.24	10.58	11.70	1.17	0.24	97.64
Amphibole	46.70	0.73	8.91	0.01	16.04	0.40	11.19	11.81	0.97	0.17	96.93
Amphibole	44.93	0.82	9.97	0.03	17.80	0.41	10.15	11.50	1.40	0.26	97.27
Amphibole	45.63	0.77	9.46	0.01	17.52	0.21	10.51	11.77	1.26	0.22	97.36
Amphibole	46.00	0.96	8.99	0.00	17.86	0.26	10.63	11.50	1.30	0.21	97.69

Amphibole	45.44	0.75	9.84	0.00	17.56	0.34	10.23	11.62	1.27	0.25	97.29
Amphibole	45.75	0.83	9.12	0.06	17.83	0.25	10.77	11.64	1.26	0.25	97.76
Amphibole	46.07	0.79	9.31	0.02	17.41	0.32	10.63	11.63	1.17	0.23	97.56
Amphibole	45.48	0.81	9.32	0.07	17.79	0.33	10.66	11.50	1.31	0.27	97.55
Amphibole	46.02	0.73	9.10	0.03	17.80	0.29	10.23	11.85	1.15	0.20	97.38
Feldspar	58.38	0.04	27.12	0.01	0.09	0.04	0.01	8.78	6.77	0.07	101.32
Feldspar	58.83	0.00	25.86	0.00	0.09	0.00	0.02	7.47	7.44	0.07	99.79
Feldspar	59.00	0.04	27.04	0.00	0.21	0.04	0.00	8.30	7.28	0.08	102.00
Feldspar	58.43	0.01	26.90	0.00	0.17	0.00	0.00	8.72	6.99	0.09	101.32
Feldspar	60.05	0.00	25.79	0.00	0.08	0.00	0.00	7.47	7.57	0.11	101.06
Feldspar	57.67	0.00	27.28	0.02	0.14	0.00	0.00	9.01	6.78	0.06	100.95
Feldspar	57.96	0.01	27.21	0.03	0.13	0.00	0.00	9.01	6.84	0.05	101.25
Feldspar	58.39	0.01	26.95	0.00	0.07	0.01	0.00	8.34	7.16	0.07	101.01
Feldspar	58.39	0.01	27.30	0.03	0.11	0.00	0.00	8.71	6.68	0.02	101.24
Feldspar	58.25	0.00	27.12	0.00	0.30	0.00	0.01	8.86	6.96	0.05	101.54
Feldspar	57.79	0.01	27.40	0.00	0.13	0.00	0.00	8.86	6.76	0.10	101.05
Titanite	30.36	39.72	0.83	0.01	0.72	0.08	0.04	27.84	0.02	0.01	99.63
Titanite	30.77	39.66	0.84	0.03	0.85	0.08	0.00	27.75	0.06	0.02	100.04
Titanite	30.62	39.43	0.60	0.01	0.73	0.03	0.00	28.12	0.01	0.00	99.57

Amphibolite 16-42 (N32°17'40.4"-E59°51'16.4")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	51.37	0.22	6.20	0.02	11.12	0.39	15.39	11.93	0.87	0.09	97.61
Amphibole	45.99	0.40	10.07	0.08	13.64	0.35	12.63	11.64	1.25	0.33	96.38
Amphibole	43.68	0.41	11.43	0.04	16.06	0.40	11.28	10.40	1.34	0.30	95.34
Amphibole	43.98	0.57	12.14	0.08	15.92	0.52	11.03	11.81	1.80	0.31	98.16
Amphibole	43.82	0.36	11.27	0.02	16.58	0.34	12.12	10.78	1.48	0.31	97.07
Amphibole	50.66	0.25	4.77	0.03	14.02	0.37	14.80	12.09	0.73	0.11	97.83
Amphibole	45.83	0.49	10.14	0.15	13.72	0.45	12.93	11.53	1.53	0.30	97.08
Amphibole	46.21	0.43	11.12	0.05	15.44	0.35	11.95	11.26	1.29	0.33	98.44
Feldspar	68.42	0.00	21.03	0.01	0.06	0.01	0.00	1.03	11.54	0.09	102.19
Feldspar	66.93	0.02	21.43	0.01	0.23	0.03	0.06	1.26	10.50	0.79	101.26
Feldspar	67.86	0.00	20.79	0.00	0.22	0.08	0.03	0.40	11.43	0.28	101.09
Feldspar	63.68	0.02	24.10	0.02	0.34	0.01	0.04	4.53	9.65	0.07	102.46
Feldspar	61.41	0.00	25.13	0.01	0.14	0.04	0.02	6.24	8.48	0.08	101.54
Feldspar	64.26	0.03	23.93	0.06	0.06	0.02	0.00	4.43	9.64	0.11	102.54
Feldspar	64.61	0.07	23.23	0.00	0.23	0.01	0.13	2.10	9.55	1.06	100.98
Feldspar	63.76	0.00	24.13	0.01	0.26	0.00	0.02	4.86	9.42	0.08	102.56
Mica Blanc	42.46	0.28	11.81	0.19	14.64	0.31	14.54	8.22	0.90	0.18	93.52
Titanite	30.97	38.88	1.32	0.10	0.88	0.06	0.00	28.01	0.05	0.02	100.29
Titanite	31.04	39.54	1.11	0.01	0.57	0.06	0.00	28.34	0.03	0.00	100.68
Titanite	30.48	40.34	0.96	0.00	0.37	0.06	0.00	28.66	0.01	0.00	100.87
Titanite	30.76	39.00	1.17	0.00	0.83	0.05	0.00	28.79	0.01	0.00	100.60

Amphibolite 16-43a (N32°17'33.0"-E59°51'04.2")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	45.95	0.73	11.29	0.14	9.82	0.39	15.93	11.79	2.30	0.06	98.39
Amphibole	47.22	0.97	10.55	0.07	10.37	0.47	15.44	11.10	2.06	0.09	98.33
Amphibole	47.38	0.98	10.24	0.07	10.76	0.45	15.64	10.75	2.15	0.06	98.49
Amphibole	46.59	1.04	11.09	0.03	10.92	0.27	14.57	11.55	2.03	0.07	98.16
Amphibole	46.26	1.05	10.76	0.04	11.60	0.34	14.12	12.05	1.95	0.08	98.24
Amphibole	47.47	0.95	8.23	0.12	11.87	0.27	14.51	12.39	1.62	0.08	97.51
Feldspar	58.24	0.02	28.23		0.05	0.01		9.32	6.76		102.62
Feldspar	58.44	0.01	27.65	0.00	0.23		0.00	9.06	6.86	0.02	102.29
Feldspar	57.68	0.01	28.05	0.00	0.26	0.05		9.47	6.70	0.03	102.26
Feldspar	56.91	0.01	28.51	0.00	0.20		0.01	9.86	6.27	0.05	101.82
Feldspar	49.25	0.02	33.15	0.00	0.33	0.01	0.00	15.86	2.85	0.03	101.51
Feldspar	49.08	0.03	33.93		0.33			16.42	2.55	0.02	102.35
Feldspar	49.71	0.04	34.30	0.02	0.46		0.10	14.01	2.08	1.59	102.29
Feldspar	52.29		31.10	0.02	0.29		0.01	13.55	4.17		101.44
Feldspar	48.28	0.01	32.46	0.00	0.26	0.07	0.03	15.75	2.75	0.03	99.64

Amphibolite 16-43b (N32°17'33.0"-E59°51'04.2")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	44.99	1.16	12.47	0.05	12.41	0.28	13.97	10.82	2.08	0.02	98.25
Amphibole	44.05	0.91	13.53	0.02	12.53	0.30	13.19	11.33	2.40	0.07	98.30
Amphibole	45.13	0.80	11.92	0.00	11.20	0.31	14.10	11.46	1.78	0.09	96.79
Amphibole	45.54	1.38	11.60	0.07	11.12	0.32	14.54	11.18	2.15	0.06	97.97
Amphibole	46.10	1.39	11.67	0.12	11.57	0.29	14.42	10.64	2.11	0.04	98.35
Amphibole	40.11	0.80	14.33	0.03	17.28	0.36	12.11	9.76	1.89	0.13	96.81
Amphibole	46.24	0.81	10.17	0.01	12.78	0.33	14.42	11.25	2.08	0.02	98.10
Feldspar	56.18	0.03	29.56	0.00	0.23	0.04	0.03	10.72	5.83	0.01	102.63
Feldspar	50.32	0.02	32.87	0.00	0.20	0.00	0.01	14.67	3.31	0.03	101.43
Feldspar	52.54	0.00	30.82	0.00	0.17	0.00	0.01	10.67	5.25	0.47	99.94
Feldspar	55.05	0.04	29.23	0.00	0.07	0.00	0.00	11.11	5.55	0.06	101.11
Feldspar	47.98	0.00	34.39	0.00	0.22	0.01	0.00	16.89	2.01	0.01	101.50
Feldspar	48.47	0.02	33.52	0.00	0.23	0.01	0.00	16.91	2.37	0.02	101.55

Amphibolite 17-18 (N 32°02'13.08"-E 59°24'1.02")

Mineral group	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO_T	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Amphibole	52.50	0.26	4.16	0.04	13.82	0.42	14.06	12.34	0.35	0.27	98.23
Amphibole	50.70	0.35	4.81	0.09	14.65	0.43	13.20	12.28	0.40	0.46	97.37
Amphibole	52.78	0.22	3.63	0.02	13.61	0.42	13.98	12.40	0.27	0.26	97.60
Feldspar	51.61	0.02	29.42	0.00	0.17	0.07	0.02	12.23	1.13	5.54	100.22
Feldspar	45.37	0.01	36.28	0.01	0.21	0.00	0.02	19.15	0.79	0.02	101.86
Feldspar	64.58	0.00	18.18	0.00	0.05	0.01	0.01	0.03	0.51	15.50	98.86
Feldspar	65.38	0.02	18.50	0.00	0.11	0.00	0.02	0.01	0.75	15.50	100.28
Feldspar	65.62	0.04	18.82	0.00	0.04	0.07	0.01	0.03	0.66	15.53	100.81

Feldspar	46.26	0.00	35.65	0.00	0.00	0.00	0.00	18.38	1.28	0.20	101.77
Feldspar	63.97	0.01	18.66	0.00	0.25	0.04	0.11	0.02	0.50	15.82	99.38
Feldspar	63.85	0.00	20.48	0.00	0.23	0.02	0.06	1.43	2.59	10.98	99.64
Feldspar	46.77	0.01	35.00	0.00	0.16	0.04	0.01	17.52	1.29	0.58	101.39
Feldspar	61.39	0.01	20.54	0.00	0.50	0.01	0.51	3.77	0.64	12.55	99.91
Pyroxene	53.38	0.01	0.26	0.02	10.14	0.55	12.30	24.26	0.09	0.01	101.02
Pyroxene	53.05	0.01	0.44	0.03	11.60	0.57	9.28	23.06	0.10	0.06	98.19
Pyroxene	53.16	0.03	0.24	0.00	11.30	0.56	11.10	24.42	0.07	0.00	100.88
Pyroxene	52.69	0.03	0.46	0.00	10.91	0.52	11.27	23.38	0.14	0.02	99.43
Pyroxene	52.52	0.01	0.25	0.00	12.46	0.56	10.43	23.82	0.09	0.00	100.16
Pyroxene	53.19	0.00	0.26	0.02	9.75	0.74	12.06	24.12	0.11	0.00	100.25
Pyroxene	53.61	0.00	0.41	0.04	10.09	0.44	11.95	23.95	0.11	0.00	100.61
Pyroxene	53.98	0.00	0.20	0.01	9.89	0.42	12.27	24.30	0.07	0.00	101.13
Pyroxene	54.42	0.03	0.20	0.02	6.21	0.45	13.99	24.83	0.07	0.03	100.24
Pyroxene	53.64	0.05	0.41	0.04	9.54	0.49	12.05	24.08	0.09	0.01	100.40
Titanite	30.73	38.73	1.81	0.08	0.25	0.10	0.01	28.15	0.01	0.01	99.87

Annexes 3 – Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: The Sistan example (Eastern Iran)

Published in *Lithos*

G. Bonnet [a], P. Agard [a,b], S. Angiboust [c], P. Monié [d], M. Jentzer [a], J. Omrani [e], H. Whitechurch [f], M. Fournier [a]

[a] Sorbonne Université, CNRS-INSU, Institut des Sciences de la Terre de Paris, ISTeP UMR 7193, F-75005 Paris, France

[b] Institut Universitaire de France, F-75005 Paris, France

[c] Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, CNRS, F-75005 Paris, France

[d] Géosciences Montpellier UMR-CNRS 5243, Place E. Bataillon, 34090 Montpellier, France

[e] Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

1. Abstract

Suture zones preserve metamorphosed relicts of subducted ocean floor later exhumed along the plate interface that can provide critical insights on subduction zone processes. Mélange-like units are exceptionally well- exposed in the Sistan suture (Eastern Iran), which results from the closure of a branch of the Neotethys between the Lut and Afghan continental blocks. High pressure rocks found in the inner part of the suture zone (i.e., Ratuk complex)

around Gazik are herein compared to previously studied outcrops along the belt. Detailed field inves- tigations and mapping allow the distinction of two kinds of subduction-related block-in-matrix units: a siliciclastic-matrix complex and a serpentinite-matrix complex. The siliciclastic-matrix complex includes barely metamorphosed blocks of serpentinized peridotite, radiolarite and basalt of maximum greenschist-facies grade (i.e., maximum temperature of 340°C). The serpentinite-matrix complex includes blocks of various grades and lithologies: mafic eclogites, amphibolitized blueschists, blue-amphibole-bearing metacherts and aegirine- augite-albite rocks. Eclogites reached peak pressure conditions around 530 °C and 2.3 GPa and isothermal retrogression down to 530°C and 0.9 GPa. Estimation of peak PT conditions for the other rocks are less-well constrained but suggest equilibration at P < 1 GPa. Strikingly similar Ar–Ar ages of 86 ± 3 Ma, along ~70 km, are obtained for phengite and amphibole from fourteen eclogite and amphibolitized blueschist blocks. Ages in Gazik are usually younger than further south (e.g., Sulabest), but there is little age difference between the various kinds of rocks. These results (radiometric ages, observed structures and rock types) support a tectonic origin of the serpentinite-matrix mélange and shed light on subduction zone dynamics, particularly on coeval detachment and exhumation mechanisms of slab-derived rocks.

Mélange-like complexes	Origin	Structural thickness	Diversity of metamorphism						Size of blocks	Metasomatic rinds	References
			PP	GS	LB	BS	EC	AM			
Great Valley Group USA	Sedimentary	~1–2 km	x				x	x	cm to 500 m	Some	Wakabayashi (2017a)
Franciscan serpentinite mélanges USA	Disputed (tectonic or sedimentary)	b1.5 km	x			x	x	x	cm to 500 m	Some	Cloos (1982) Wakabayashi (2015)
Santa Catalina Serpentinite	Assumed tectonic	b1 km						x	~1 cm to ~1 km	Yes	Platt (1975) Bebout and Barton (1993)
New Idria diapir USA	Disputed (diapiric or sedimentary)	N1 km	x			x	x	x	~1 cm to tens of m	Some	Tsujimori et al. (2007) Wakabayashi (2015)
Mariana forearc mud volcanoes	Diapir	Up to 2 km		x	x				~1 mm to?	No	Maekawa et al. (1995) Pabst et al. (2012)
Northern serpentinite Cuba	Assumed tectonic	?		x		x	x	x	1–10 m	Yes	Garcia-Casco et al. (2006)
Rio San Juan Dominican Republic	Assumed tectonic	?				x	x		0.25 m to 20 m	Yes	Draper et al. (1991) Krebs et al. (2011)
North Motagua Mélange Guatemala	Assumed tectonic	b500 m				x	x	x	~1 m to 100 m	Yes	Flores et al. (2013) Martin et al. (2016) Martens et al. (2017)
South Motagua Mélange Guatemala	Assumed tectonic	b100 m				x	x		b10 m	Some	Tsujimori et al. (2006a) Flores et al. (2013)
Siuna Serpentinite Mélange Nicaragua	Assumed tectonic	Usually b50 m, max 500 m		x		x	x	x	b5 m	Yes	Flores et al. (2015)
Sulawesi Serpentinite Mélange	Assumed tectonic	b500 m			x			x	10 cm–5 m	Yes	Parkinson (1996)
Monviso shear zones Italy	Tectonic	Tens of meters					x		1–10 m blocks ~100 m slivers	Yes	Angiboust et al. (2011)
Cascine Parasi Mélange Voltri Massif, Italy	Tectonic	b100 m				x	x		~5–10 m	Yes	Federico et al. (2007)

Table 1: Synthesis of the variety of origins of serpentinite mélange-like units, structural thickness, diversity of metamorphism, block size, and metamorphic rinds from several examples in the world. PP = prehnite-pumpellyite, GS = greenschist, LB = lower blueschist, BS = blueschist, EC = eclogite, AM = amphibolite.

2. Introduction

Suture zones preserve metamorphosed relicts of subducted ocean floor later exhumed along the plate interface and provide critical insights on subduction zone processes (e.g., Agard et al., 2009; Guillot et al., 2009). Some preserve extensive subduction-related mélange-like units composed of a sedimentary or peridotite-derived matrix hosting blocks of variable size, metamorphic grade and nature (sediments, mafic or ul- tramafic material). Classic kilometer-scale mélange examples are found in California (Franciscan complex: Hsü, 1968; Tsujimori et al., 2007; Ukar and Cloos, 2013; Wakabayashi, 2015; Great Valley Group: Wakabayashi, 2017a; Santa Catalina Island: Bebout and Barton, 1993; Platt, 1975; Sorensen and Barton, 1987), in the Caribbean (Serpentinite mélange zone from Cuba/Dominican Republic/Guatemala/Nicaragua; Draper et al., 1991; Flores et al., 2013, 2015; Garcia-Casco et al., 2006; Goncalves et al., 2000; Harlow et al., 2004; Krebs et al., 2011; Martens et al., 2017; Martin et al., 2016; Tsujimori et al., 2006a), in Sulawesi (Parkinson, 1996), and m-hm scale zones are reported in the Western Alps (Angiboust et al., 2011; Federico et al., 2007) or in active subduction zones (Mariana forearc, Maekawa et al., 1995; Pabst et al., 2012). The main characteristics of these units are summed up in Table 1. Of particular interest is how these rocks may record processes such as slow vs fast exhumation, storage along the plate interface (in the "subduction channel") or thermal and chemical interactions with fluids and/or the mantle wedge above. By essence, however, mélange-like units are complex and may form from sedimentary, tectonic or diapiric mixing (Festa et al., 2010; Wakabayashi, 2015), requiring detailed mapping and assessment of the diversity of metamorphic grades, lithologies and matrix to distinguish between them. Among the various kinds of mélange-like units (Table 1), those of Sistan (Eastern Iran) appear unique in that they are probably the best exposed with different metamorphic grades (Angiboust et al., 2013; Fotoohi Rad et al., 2005) and that strikingly clustered Rb/Sr, Ar/Ar and U/Pb ages around 90–85 Ma were found for them ~150 km along the suture (Bröcker et al., 2013).

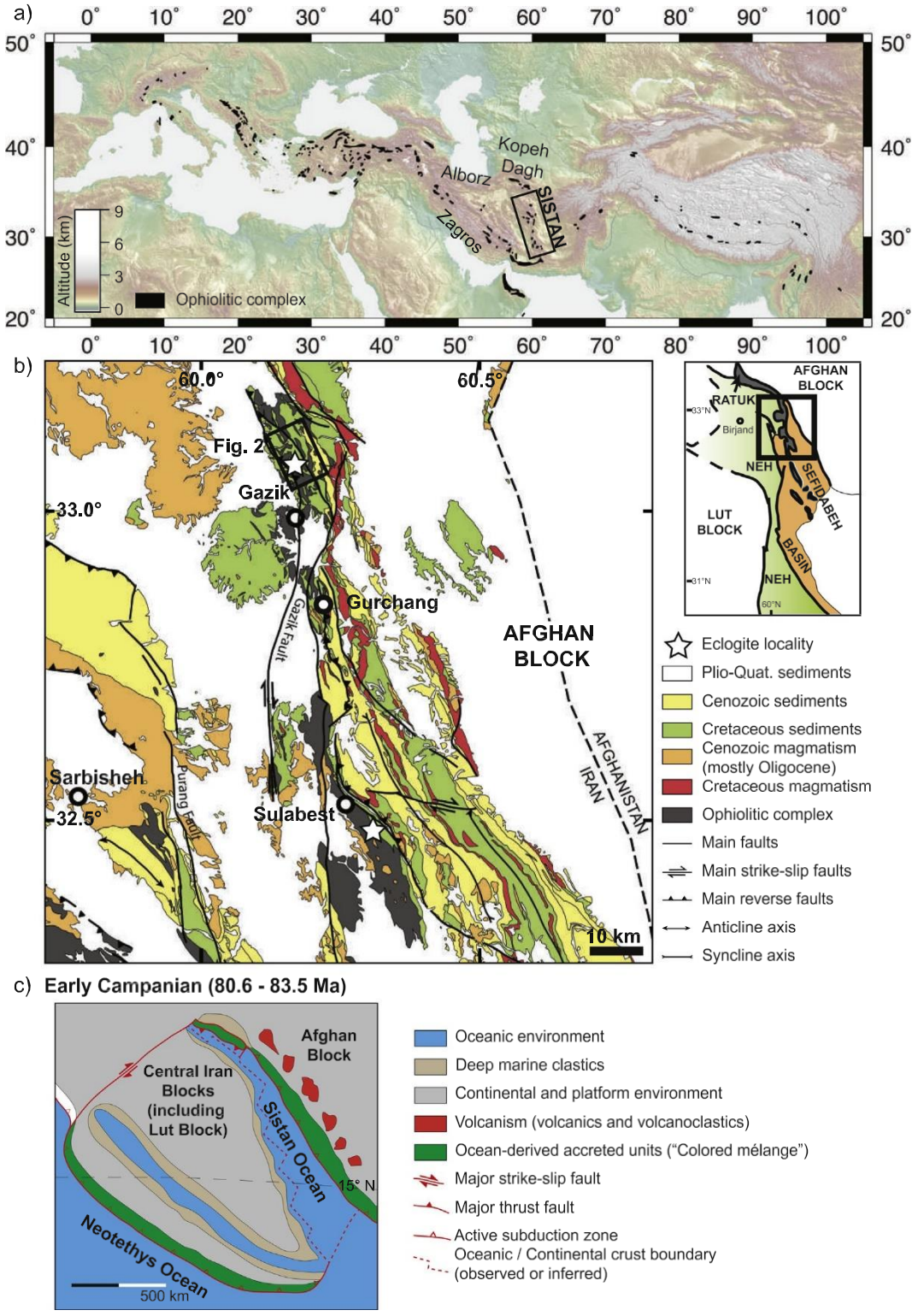


Fig. 1. a) Map of ophiolitic complex in Eurasia, underlining the continuity of ophiolite outcrops along thousands of kilometers, as remnants of different segments of the Neotethys Ocean. The Sistan ophiolitic complex appears as a North-South-trending branch of the Neotethys, orthogonal to the Zagros to the Southwest, and to the Makran ophiolites to the Southeast; b) Sistan geological map centered on the Ratuk complex and block-in-matrix complexes of Gazik and Sulabest (modified from Jentzer et al., 2017); c) Early Campanian paleogeography of Iran (modified from Barrier et al. (2008) showing the Sistan as a branch of the Neotethys Ocean subducting under the Afghan block.

In order to understand how these sparse and relatively small (~hm scale) blocks of eclogites and HP amphibolites were returned 150 km along strike from seemingly varied depths yet almost coevally, and by which mechanism they formed, we gathered structural, petrological and geochronological data on the Northern exposures of the Sistan metamorphic suture around Gazik. Combining them with former data (Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013; Fotoohi Rad et al., 2005; Kurzawa et al., 2017), we then discuss implications for deep-seated mechanisms (e.g., exhumation and/or detachment from the slab; Monié and Agard, 2009) and Sistan geodynamics.

3. Geological setting

3.1. Paleogeographic context

Iran forms a complex network of orogenic belts, testifying to longlasting convergence (e.g., Stampfli and Borel, 2002; Stöcklin, 1968). The Northern ranges of Iran (Alborz, Kopeh Dagh) formed as a result of Paleozoic to Early Mesozoic convergence of several continental blocks towards Eurasia (e.g., the Cimmerian or Central Iranian Blocks). Southern Iran, on the other hand, was dominated by subduction of the Neotethyan oceanic domain below Eurasia since the Late Jurassic. Although only few remnants are now observed in the Zagros orogen (e.g., Agard et al., 2006; Angiboust et al., 2016), subduction is still ongoing below Makran (Farhoudi and Karig, 1977; Mohammadi et al., 2016b; Saccani et al., 2017). The Sistan orogen, by contrast, results from the closure of a small ocean (i.e., not wider than 1000 km, Barrier et al. (2008); Fig. 1c), probably a former back-arc domain from the Neotethys (Agard et al., 2011) separating the Eurasian platform (i.e., the Afghan Block) from the Cimmerian Lut Block (Fig. 1). Abundant exposures of ophiolite and ocean-related rocks indeed testify to the ex- istence of an early Cretaceous ocean, dated from the early Aptian (~120–115 Ma) to Albian (~110–100 Ma), based on radiolarian fauna (Babazadeh and de Wever, 2004), and early Albian (113–107 Ma) based on zircon U–Pb dating in leucogabbro intrusions in the ophiolite (Zarrinkoub et al., 2012).

The geochemical signature of this ocean is mainly MORB-type (Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012), although some depleted peridotite samples from the south of the range are interpreted to be the source of supra-subduction zone boninitic melts and may attest to the existence of intra-oceanic subduction from the Turonian to the Maastrichtian (Saccani et al., 2010). This ocean closed in the early Tertiary (Mohammadi et al., 2016a), coeval with the

counterclockwise rotation of the Lut Block (e.g., Mattei et al., 2015). Many structural and magmatic arguments support eastward subduction of the Sistan ocean under the Afghan block (Babazadeh, 2013; Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983) but some studies, based on the wide occurrence and geochemistry of Tertiary magmatic rocks in the Lut block, have argued for westward-dipping (Beydokhti et al., 2015; Pang et al., 2013) or even double-vergent subduction (Arjmandzadeh et al., 2011).

Remnants of this ocean are now part of the Sistan Suture Zone, described by Tirrul et al. (1983) as a Cretaceous to Oligocene subduction-derived accretionary complex. This zone is divided in three geological units: the Ratuk complex (in the East) and the Neh complex (in the West) are both partly overlain by the Sefidabeh basin, regarded as a former forearc basin. The Ratuk and Neh complexes expose oceanic rocks, ophiolite-like units of basalt and peridotite in the Neh complex, and block-in-matrix complexes in the Ratuk complex. Both sides of the orogen termination display en-échelon structures formed as a result of long-lived right-lateral movements from at least the Oligocene to present (Fig. 1; Berberian et al., 2000; Freund, 1970; Jentzer et al., 2017; Sadeghian et al., 2005; Tirrul et al., 1983).

3.2. The Ratuk complex

At the eastern edge of Sistan, the suture zone is marked by the Ratuk complex (Fig. 1b) and bound to the East by the Afghan block (represented by Aptian-Albian Orbitolina limestone, Upper Cretaceous andesitic to basaltic lavas and rare basement rocks; Tirrul et al., 1983), and overlain in places by sediments of the Sefidabeh basin. Three main outcrops of oceanic-derived units are described for the Ratuk complex in the literature, from North to South: Gazik (around N33°03′, E60°15′), Gurchang (N32°53′, E60°15′), and Sulabest (N32°30′, E60°20′). The main sedimentary rock type outcropping in the suture units of the Ratuk complex is an Upper Cretaceous flysch made of siliciclastic rocks (Nâini et al., 1981) locally containing blocks of a dis- membered ophiolite (mainly basalt and radiolarite).

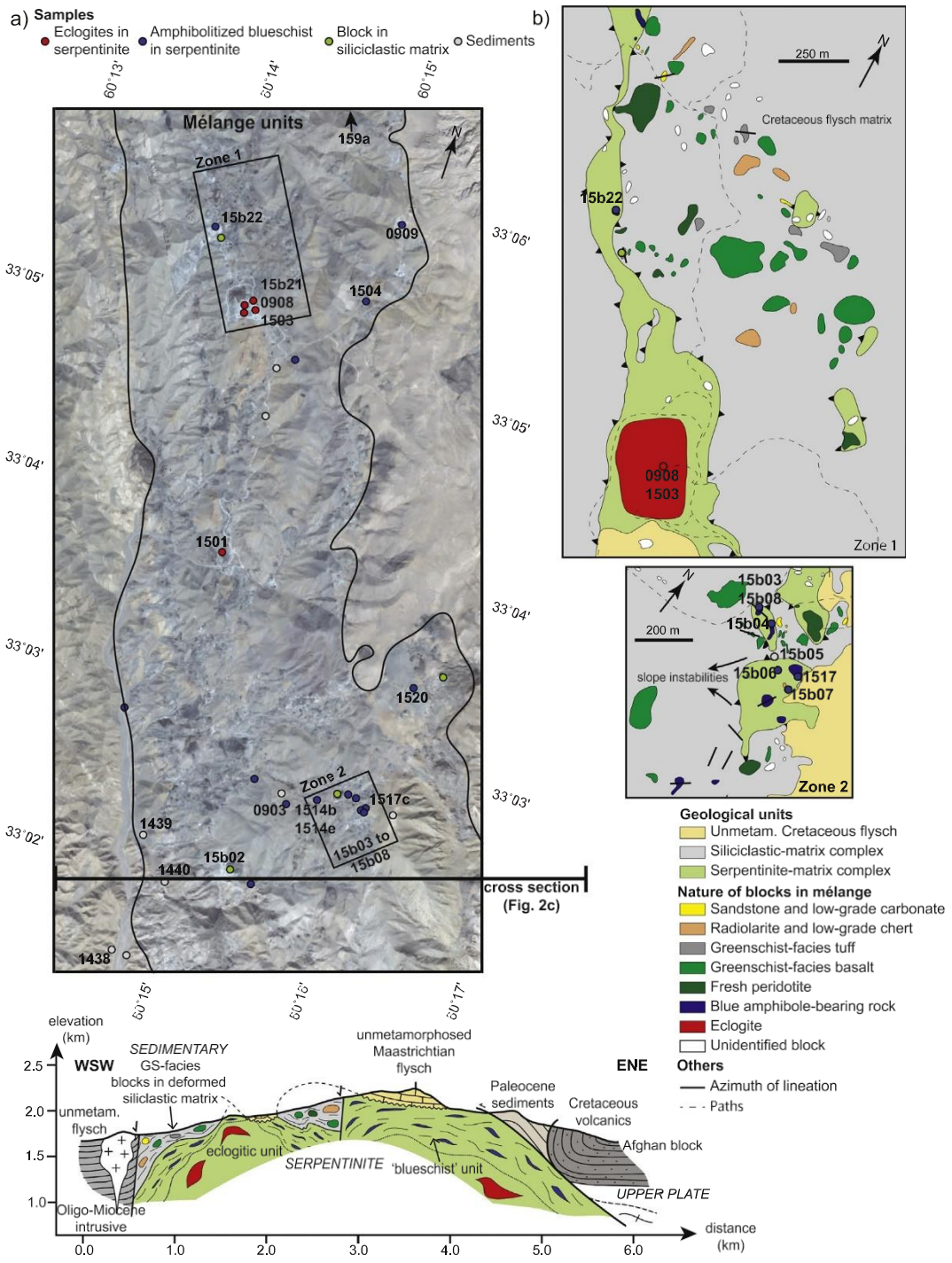


Fig. 2. a) Localization of samples in the Gazik area of the block-in-matrix complexes; b) Detailed mapping of two zones in Gazik; (c) Synthetic cross-section of the suture units in Gazik.

Serpentinite hosting variable amounts of metamorphic blocks crops out in several places (Upper and Eclogitic Units from Angiboust et al., 2013). Pressure-Temperature (P-T) conditions for the enclosed blueschist to eclogite facies exotic blocks were first estimated by Fotoohi Rad et al. (2005) using Average P-T calculations. In Sulabest, they record a peak around 400–650 °C, 1.7–2.7 GPa for the eclogites. Based on pseudosection modelling and Average P-T estimates, (Angiboust et al., 2013) constrained P-T conditions in Sulabest at ca. 500–650 °C, 2.2–2.6 GPa for peak burial, and around 500–650 °C, 0.6–1.3 GPa for the epidote-amphibolite overprint. More recently, zirconium-in-rutile and titanium-in-zircon data for Sulabest eclogites yielded scattered temperatures around 500–600 °C (Kurzawa et al., 2017).

Less attention has been paid to lower grade rocks, especially the amphibolitized blueschists of Sulabest. Fotoohi Rad et al. (2005) estimate the equilibration of one rock at 500–550 °C, 0.6–0.8 GPa, and Angiboust et al. (2013) got P-T conditions of retrogression from blueschist facies for similar rocks of Sulabest at 460–490 °C, ~0.8 GPa using Raman Spectroscopy on Carbonaceous Material (RSCM, Beyssac et al., 2002) and pseudosection modelling.

Peak P-T conditions for the eclogites in Gazik are much less wellconstrained (around 400–630 °C, 1.6–2.4 GPa; Fotoohi Rad et al., 2005), and no estimate is provided for the amphibolitized blueschists.

Early Cretaceous exhumation ages were first assumed for this unit using the Ar–Ar method on mica and amphibole (Fotoohi Rad et al., 2009). More recent studies attributed these ages to analytical errors and reappraised eclogite and amphibolitized blueschist ages at around 87–85 Ma using a combination of mica-matrix minerals Rb–Sr isochrons, Ar–Ar, and U–Pb on zircon (Bröcker et al., 2013; Kurzawa et al., 2017). A second retrogression stage involving secondary biotite crystallization in eclogite and amphibolitized blueschist occurs around 83–78 Ma and may last until 75 Ma (Bröcker et al., 2013; Kurzawa et al., 2017).

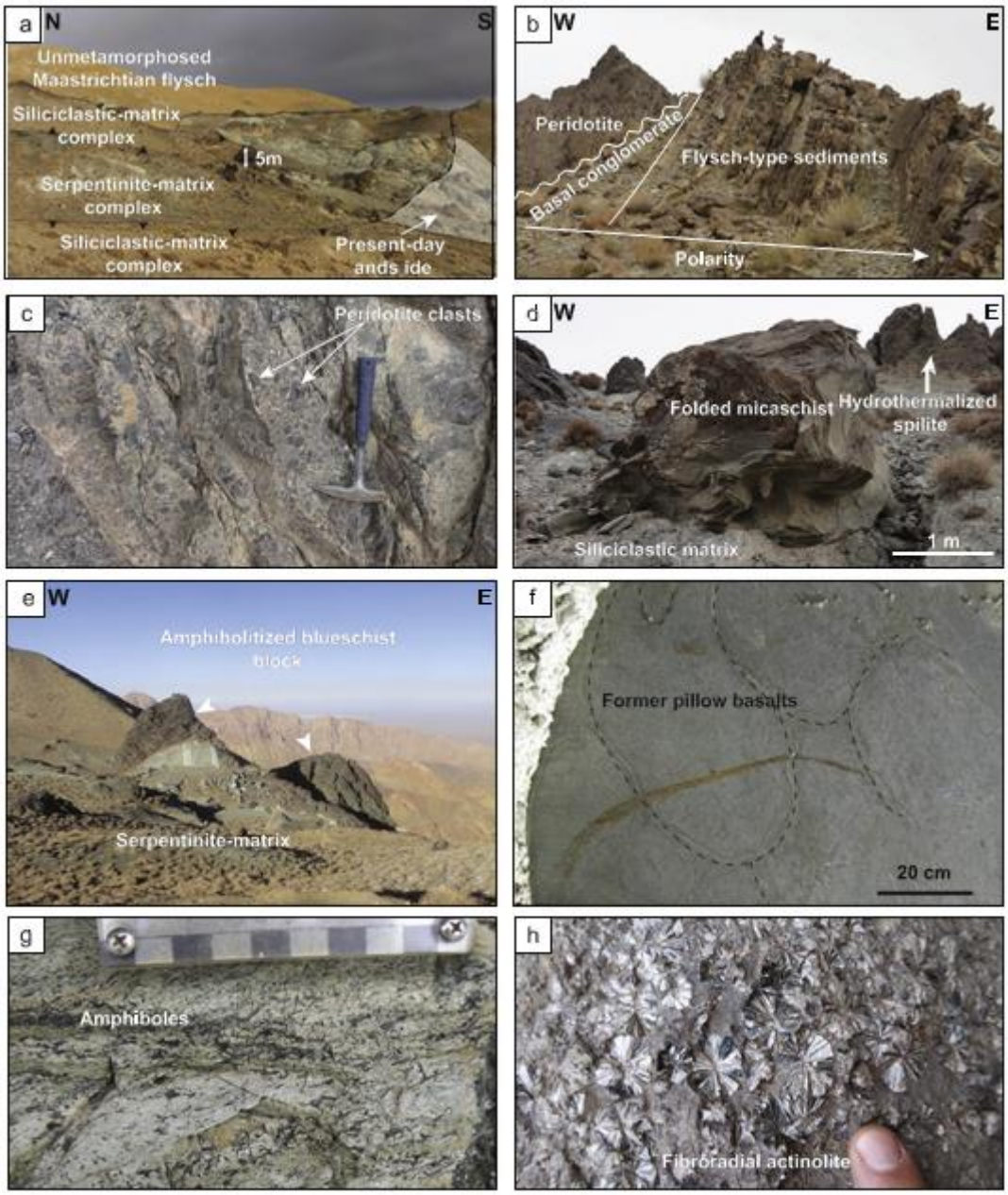


Fig. 3. Pictures of outcrops in Gazik: a) Global structure of the block-in-matrix complexes; b) Sedimentary contact between Maastrichtian flysch-type sediments and serpentinized peridotite from a ~300 × 150 m, less dismembered part of the serpentinite-matrix complex; c) Peridotite clasts at the contact between Paleocene and peridotite of Fig. b; d) Folded greenschist-facies micaschist and basaltic block in siliciclastic mélange, e) Block of amphibolitized blueschist in serpentinite; f) Preserved pillow structures in amphibolitized blueschist; g) Amphibolitized blueschist of the serpentinite-matrix complex composed of albite matrix, large calcium-sodium amphibole crystals, phengite and epidote crystals. The scale is 5 cm-long; h) Fibroradial actinolite associated with chlorite in the serpentinite.

4. Structural context: mapping and cross-section

Despite attempts to map out the block-in-matrix complexes using remote sensing (via satellite hyperspectral data; e.g., Moeinzadeh, 2015), systematic field investigation and mapping is required to provide a spatially and compositionally accurate map at the m- to hm-scale and distinguish original mélange structures from quaternary slope instabilities (Oligo-Miocene quartz-diorite plutons intruding the metamorphic units also add to the complexity of the area). This study reports on blocks and matrix from two main zones, ~10 km along the suture zone near Gazik (Fig. 2a; with high block density and minimal landsliding). Fig. 2b features the petrological variety of the blocks and the nature of the matrix, which allows recognizing three distinct units: an unmetamorphosed Cretaceous flysch, a slightly metamorphosed siliciclastic-matrix complex (equivalent to the Western Unit of Sulabest), and a serpentinite-matrix complex (equivalent to the Upper and Eclogitic Units of Sulabest; Angiboust et al., 2013). For both complexes blocks are structurally embedded in the matrix. Block-in-matrix relationship needs to be distinguished from common Quaternary landsliding due to relatively steep current slopes in the suture area. These areas are marked by rougher topography and concentration of broken blocks in talwegs. These blocks can locally be embedded in a different matrix than their primary matrix. The synthetic cross-section of Fig. 2c and the outcrop of Fig. 3a show, from top to bottom:

— unmetamorphosed Maastrichtian flysch-type sediments, which were deposited unconformably on all underlying units (siliciclastic-matrix and serpentinite-matrix complexes), as shown by the meter-thick layer of basal conglomerate made of ~10 cm peridotite (Fig. 3b and c) and ophiolitic clasts (Maurizot, 1980).

— the upper block-in-matrix complex, with a very deformed Upper-Cretaceous siliclastic matrix (Maurizot, 1980) mostly made of fine-grained metasandstones with more tuffaceous, albite-rich horizons in places. The matrix hosts slightly metamorphosed blocks of various lithologies (serpentinized peridotite, basalt, sandstone, radiolarite, marls, Fig. 3d), mostly 1–10 m in diameter. This forms a 100–1000 m thick unit overlying the serpentinite-matrix unit, with many tectonic windows, although the nature of the contact between the two units is unclear. This unit could be an equivalent of the Western Unit of Sulabest (Angiboust et al., 2013).

— the lower block-in-matrix complex, with serpentinite as a matrix (with some more tuffaceous parts in places). This unit is a few hundred meters thick. Some serpentinite bodies exhibit deformation gradients. Blocks comprise massive mafic bodies (Fig. 3e) with flattened pillow structures visible on some freshly cut surfaces; Fig. 3f), strongly lineated metatuffaceous mafic rocks and metacherts. They are metamorphosed in blueschist then epidote-amphibolite facies (Fig. 3g) or eclogite facies. Eclogites are structurally below the amphibolitized blueschist. Block size is usually between 1 and 10 m, but can be up 50 m for amphibolitized blueschist-facies blocks, and reaches 150–250 m for two large coherent eclogite bodies. The largest blocks have a North-South elongation, as well as some smaller metatuffaceous blocks. Amphibole-biotite-rich rinds round eclogite blocks. Lineations of the deformed blocks are not coherent (Fig. 2b). This unit corresponds to a combination of the Upper Unit (metatuffaceous rocks) and Eclogitic Unit of Sulabest (Angiboust et al., 2013).

5. Petrography and mineral chemistry

This study focuses only on the metamorphic rocks observed in the block-in-matrix complexes. In the deformed siliclastic-matrix complex, blocks of sandstone, radiolarite and basalt show low grade metamorphism, at maximum greenschist-facies. In the serpentinite, all rocks are metamorphic but evidence a great diversity both in grade (mafic eclogites, amphibolitized blueschist) and lithology (basalt, tuff, chert). We describe below the petrography, mineralogy and chemistry of these metamorphic rocks. Mineralogical occurrences and coordinates of samples are given on Table 2 and all mineral abbreviations are in Supplementary data S1.

5.1. Petrography

In the siliciclastic-matrix, metamorphism is mostly visible in mica-rich portions of the matrix and in greenschist basalt. The matrix is mainly composed of quartz, albite, chlorite, organic matter and rare phengite (for ex, 15b05, Fig. 4a). It is highly folded and crenulated.

Greenschist-facies metabasalts are found as large blocks (> 10 m) in the siliciclastic-matrix complex. They are fine-grained and recrystallized with chlorite, biotite, actinolite, albite and epidote.

In the serpentinite matrix, we distinguish four kinds of metamorphic rocks, defined by their protolith and metamorphic grade: (1) eclogitic metabasalt, (2) amphibolitized blueschist, (3) blue amphibole-bearing metachert, (4) Ca–Na pyroxene-albite rocks. The serpentinite itself contains in some places some long (~10 cm) fibers of antigorite, as well as some talc or chlorite-actinolite-rich portions (Fig. 3h).

(1) Eclogite-facies metabasalts are found as large two blocks in the Western part of the serpentinite-matrix complex in Gazik. Samples show various retrogression stages. The freshest eclogite (sample 0908, Fig. 4b) is made of garnet in a matrix of omphacite. Small inclusions in garnet are omphacite, phengite and clinozoisite. Rutile in the matrix is partly retrogressed to titanite. Some samples show more extensive retrogression with albite rims around garnet, and blue-green amphibole (like barroisite or winchite) replacing omphacite in the matrix (e.g., 1503, Fig. 4c). In one sample (1501), retrogression is marked by darker ferric pyroxene in the matrix and atoll-shaped garnets. Glaucophane inclusions in garnet and hornblende were found in some samples (Fig. 4d). Fresh lawsonite is found in garnet cores of one sample (Fig. 4e), associated with omphacite (Fig. 4f).

Most samples only have lawsonite pseudomorphs, occurring as subhedral, lozenge-shaped inclusions of Fe^{3+}-poor clinozoisite and paragonite in garnet (Fig. 4g; Angiboust and Agard, 2010; Tsujimori et al., 2006b). These pseudomorphs are found in all parts of garnets, but not in the matrix.

(2) Amphibolitized blueschist is the dominant block type in the serpentinite-matrix complex. These blocks are variably deformed, from almost static (1514b, Fig. 5a) to very schistosed (1514e, Fig. 5b). The protoliths of these rocks can be recognized in places as hydrothermalized pillow basalt or mafic volcano-sedimentary rocks (“tuffs”). They are made of blue-green amphibole with rare green then blue amphibole (Fig. 5c) cores. Blue-green amphi- bole and phengite often make a strong foliation in an albite-rich matrix. Epidote is commonly abundant. One sample has small crystals of clinopyroxene replacing amphibole (0909, Fig. 5d). Garnet is found in some of these rocks but contains no inclusions and is partially retrogressed in stilpnomelane (1504, Fig. 5e). Biotite can occur as a retrograde phase in some samples (15b22). The main titanium-bearing mineral is titanite. The intensity of deformation correlates with the amount of mica.

(3) Blue amphibole-bearing metachert (Si1517c, Fig. 5f) is a quartz-rich rock, in which two generations of blue amphibole with different orientations associated with phengite make a strong foliation. The rock contains small garnets and highly retrogressed clinopyroxene and alkaline feldspar. The retrogression transformed amphibole and mica into chlorite.

(4) One block of aegirine-augite-albite rock was found (15b03, Supplementary material S2). Small crystals of blue amphibole and phengite are also found in the matrix. In this rock, deformation is localized along a shear zone with recrystallized albite.

Sample	Locality	Gt	Cpx	Ca-Amp	Ca-Na-Amp	Na-Amp	Ph	Bt	Ep	Ab	Chl	Qz	Rt	Ttn	Accessory	Latitude	Longitude
0903	Gazik			x	x		x			x	x			x	Cal	33.0433°	60.2589°
0908	Gazik	x	x	x	x	x	x		x	x	x		x	x	Cal	33.0864°	60.2394°
0909	Gazik		x	x	x		x		x	x	x			x	Cal	33.098°	60.2522°
1438	Gazik											x			Cal, Organic Matter	33.0256°	60.2452°
1439	Gazik						x				x	x			Cal, Organic Matter	33.0367°	60.2448°
1440	Gazik						x				x	x			Organic Matter	33.0331°	60.2486°
1501	Gazik	x	x	x			x	x	x	x			x	x	Op	33.064°	60.2439°
1503	Gazik	x	x	x	x	x	x		x	x	x		x		Pg, Op	33.0865°	60.2381°
1504	Gazik	x				x				x					Stp, Op	33.0902°	60.2509°
1509a	Gazik					x	x		x	x	x		x	x	Op	33.119°	60.2439°
1514b	Gazik				x		x	x	x	x	x			x	Op	33.0446°	60.262°
1514e	Gazik			x	x		x		x	x	x			x	Or	33.0446°	60.262°
1517c	Gazik	x	x			x	x					x		x	Or	33.0452°	60.2674°
1520	Gazik					x	x		x	x	x				Cal, Ox	33.0568°	60.2696°
15b02	Gazik			x				x	x	x	x					33.0353°	60.2546°
15b03	Gazik		x		x		x			x						33.0459°	60.2652°
15b04	Gazik				x	x	x		x	x	x		x	x	Ilm, Op	33.0458°	60.2661°
15b05	Gazik						x			x	x	x			Cal	33.0453°	60.2664°
15b06	Gazik				x		x			x	x				Cal	33.0449°	60.267°
15b07	Gazik				x					x	x				Cal, Ox	33.0447°	60.2674°
15b21a	Gazik	x		x	x	x			x	x				x	Ox	33.0872°	60.2389°
15b21c	Gazik	x		x	x				x	x	x				Ox	33.0872°	60.2389°
15b21d	Gazik	x	x	x	x	x	x		x	x	x		x	x	Lws, Pg, Ox	33.0872°	60.2389°
15b22	Gazik			x	x			x		x	x			x	Cal, Op	33.0927°	60.2325°
15bα	Sulabest	x			x										no thin section	32.5109°	60.3452°
Su-n	Sulabest	x	x	x	x		x		x	x	x		x	x	Ox	32.5087°	60.3493°
Su0902	Sulabest	x	x	x	x		x		x	x			x		Ox	32.5083°	60.3464°
Su0906	Sulabest			x	x		x	x		x	x		x			32.5046°	60.3529°
Su0909	Sulabest				x		x			x	x				Ox	32.5114°	60.3486°
Su0910	Sulabest				x		x		x	x	x					32.5114°	60.3486°
Sum8	Sulabest				x		x	x	x	x	x				Ox	32.5128°	60°3457°

Table 2: Coordinates and minerals in analyzed and/or dated minerals.

5.2. Mineral chemistry

Analyses were carried out on the electron microprobes Cameca SX-5 and SX-100 at iSTeP and JEOL-JXA 8230 at GFZ Potsdam. All analyses were sorted, and structural formulae calculated with Fe^{3+} estimates using the method of Droop (1987) for garnet and clinopyroxene, and the method exposed in Leake et al. (1997) for amphibole. We considered all iron as ferric in epidote and lawsonite, and as ferrous in mica. All analyses are plotted in Fig. 6 and representative analyses are shown on Table 3.

1. Garnet

Garnet (Fig. 6a) is found in eclogites, amphibolitized blueschist and blue amphibole-bearing metachert. In eclogite, garnet is almandine-rich, with strong zoning from a spessartine-rich-pyrope-poor core (up to 18% spessartine) to a rim richer in pyrope (up to 16 mol% pyrope). Some samples show the full zoning (1503) whereas others show only parts of it (1501 for the early part, 0908 for the pyrope-richer part). In the amphibolitized blueschist sample, garnet is manganese-rich almandine (about 22 mol% spessartine), slightly richer in manganese in the core than in the rim (for example sample 1504, Fig. 5d). In amphibole-bearing metachert, garnet is hydro-spessartine (around 2.5 wt% water, 54 mol% spessartine).

2. Clinopyroxene

Clinopyroxene (Fig. 6b) is found in eclogite as omphacite (for example 0908, 1503) for prograde and peak eclogitic assemblage and as aegirine-augite in retrograde matrix (for example 1501, Fig. 4g). Aegirine-augite is also found in minor quantity in an amphibolitized blueschist (0909, Fig. 5d) and is a major component of the aegirine-augite-albite rock (for example 15b03, Supplementary Material S2). In amphibole-bearing metacherts, clinopyroxene is aegirine.

3. Amphibole

Amphibole (Fig. 6c) in eclogite forms during different stages of the evolution of the rock. Most of them are late magnesio-hornblende in the matrix, with ~0.50 XFe^{3+} but some have a blue core of Fe^{3+}-poor glaucophane (XFe^{3+} ~0.20). In amphibolitized blueschist, amphiboles are usually more ferric (minimum XFe^{3+} = 0.30, and up to 1.00). These amphiboles have a very wide range of ^{B}Na content (from 0.1 to 1.7 atoms per formula unit - apfu) but mostly

plot in the barroisite field. Preserved actinolite cores in blue amphibole are found in two samples (15b-07 and 15b-08), while glaucophane cores were found in one sample (15b07) of this rock type. Rare amphibole in the pyroxene- albite rocks is ferri-winchite. In amphibole-bearing metachert, dark blue to purple amphibole is magnesioriebeckite (XFe^{3+} ~0.70). Amphibole in greenschist-facies metabasalt of the siliciclastic-matrix complex is ferri-actinolite (XFe^{3+} > 0.70).

4. Mica

White mica is found in almost every sample, except greenschist-facies metabasalts. It is always phengitic, i.e. enriched in Si compared to pure muscovite and substituted towards the celadonite endmember (Fig. 6d). In eclogite the maximum ^{T}Si is between 3.5 and 3.6 apfu, but most phengites have ^{T}Si between 3.2 and 3.5. In amphibolitized blueschist, pyroxene-albite rock and amphibole-bearing metachert, ^{T}Si is usually around 3.2 and 3.4 apfu, but can be higher in clinopyroxene-bearing amphibolitized blueschist.

Biotite is an accessory phase of some samples, notably eclogite where it is found as a phase destabilizing garnet (e.g., 15b21d, 1501, 1503) and in greenschist facies metabasalts (for example 15b02) of the siliciclastic-matrix complex. XMg is usually around 0.43 and 0.50 in these rocks.

5. Epidote

In eclogite and amphibolitized blueschist, epidote shows large variations of compositions between the ferric endmember epidote and clinozoisite (Fig. 6e). In eclogite, the most aluminous epidote is found as inclusions in garnet ($XCzo = (Al - 2) / (Al - 2 + Fe^{3+} + Mn^{3+}) = 85\%$, in a lawsonite pseudomorph), where epidote in the matrix, although zoned, lies between XCzo = 0.45 and XCzo = 0.70, with XCzo decreasing from core to rim. In a very oxidized sample (Si15-01), epidote is very ferric (XCzo <0.45). In amphibolitized blueschist, epidote is ferric (XCzo <0.40) except some preserved aluminium rich cores (XCzo ~0.60). In greenschist-facies metabasalt of the siliciclastic matrix, epidote is always very ferric (XCzo <10%).

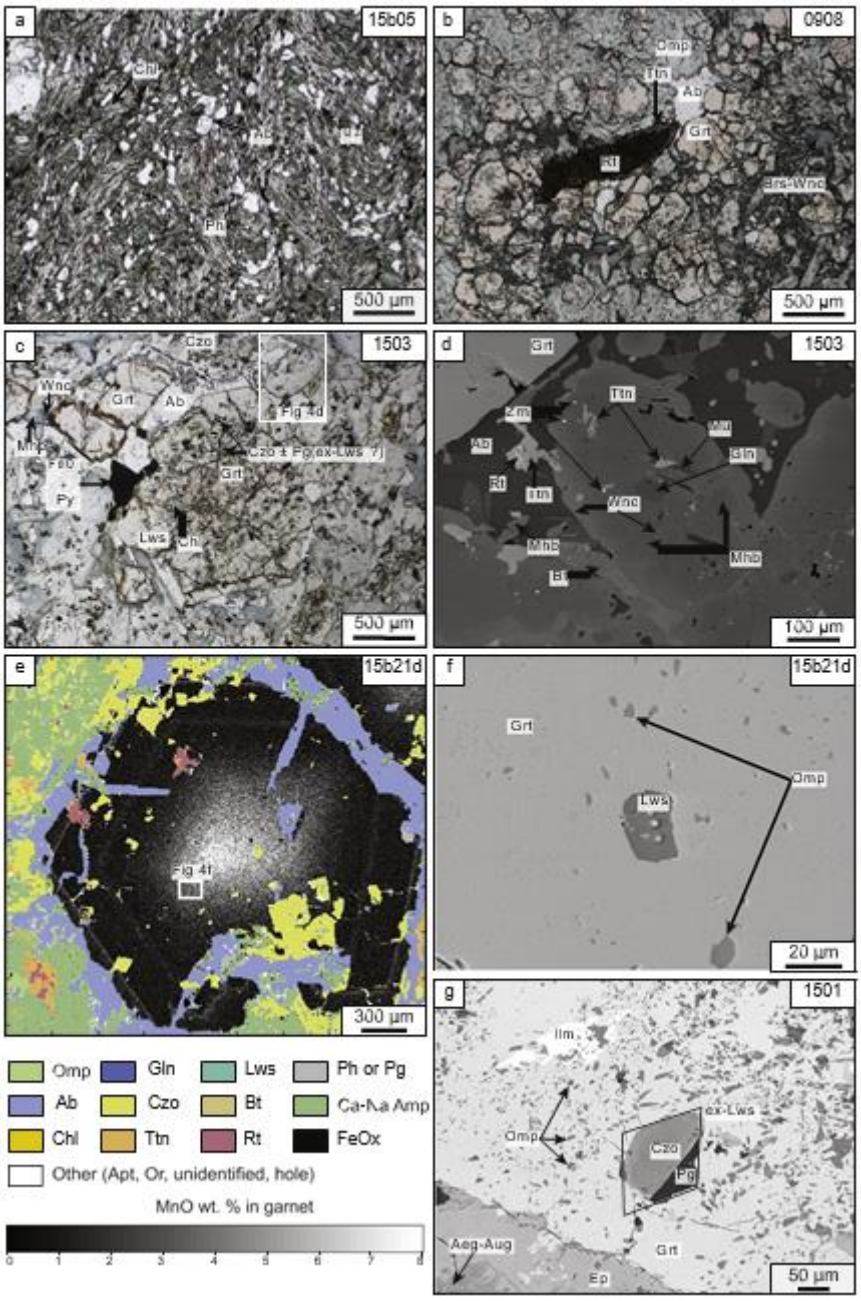


Fig. 4. Photomicrographs and other pictures of samples (1/2). a) Greenschist-facies sandstone; b) Fresh eclogite showing the peak assemblage of Grt-Omp-Rt, and retrogression in Ttn and Ca-Na Amp; c) Euhedral garnet with zoned inclusion pattern, and extensively retrogressed matrix; d) SEM image of a zoned amphibole of eclogite matrix with a Gln core; e) X-ray map interpretation of the mineral assemblage superimposed with Mn zonation pattern in garnet; f) SEM image of lawsonite inclusion in garnet associated with omphacite; g) SEM image of lozenge-shaped inclusion of Czo and Pg in garnet interpreted as Lws pseudomorph.

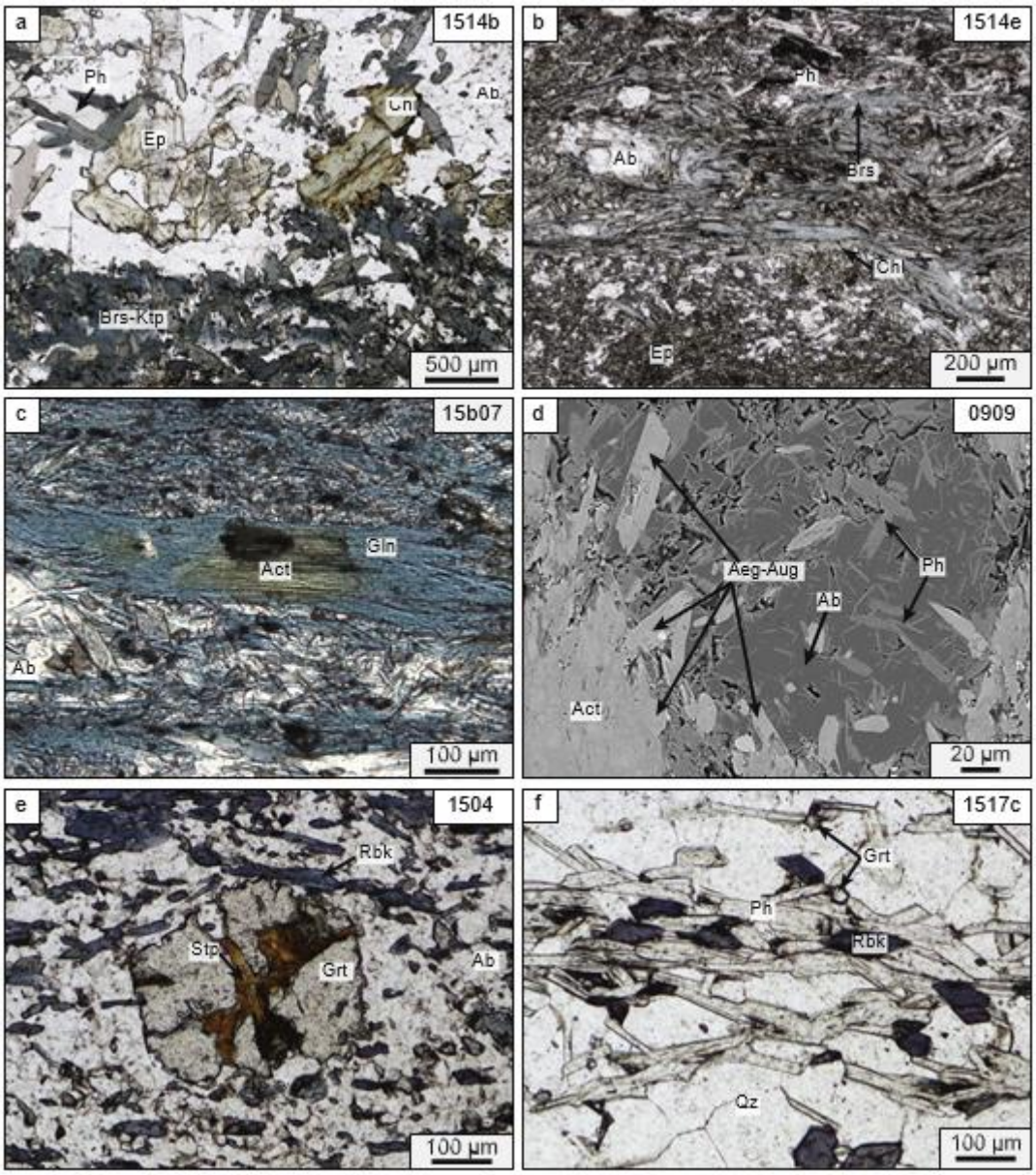


Fig. 5. Photomicrographs and other pictures of samples (2/2). a) Amphibolitized blueschist-facies metabasalt; b) Amphibolitized blueschist-facies metatuff; c) SEM image of clinopyroxene in amphibolitized blueschist-facies metatuff; d) Actinolite cores in glaucophane in amphibolitized blueschist-facies metatuff attesting for a prograde greenschist-facies assemblage; e) Garnet and stilpnomelane in amphibolitized blueschist-facies metatuff; f) Blue amphibole-bearing metachert.

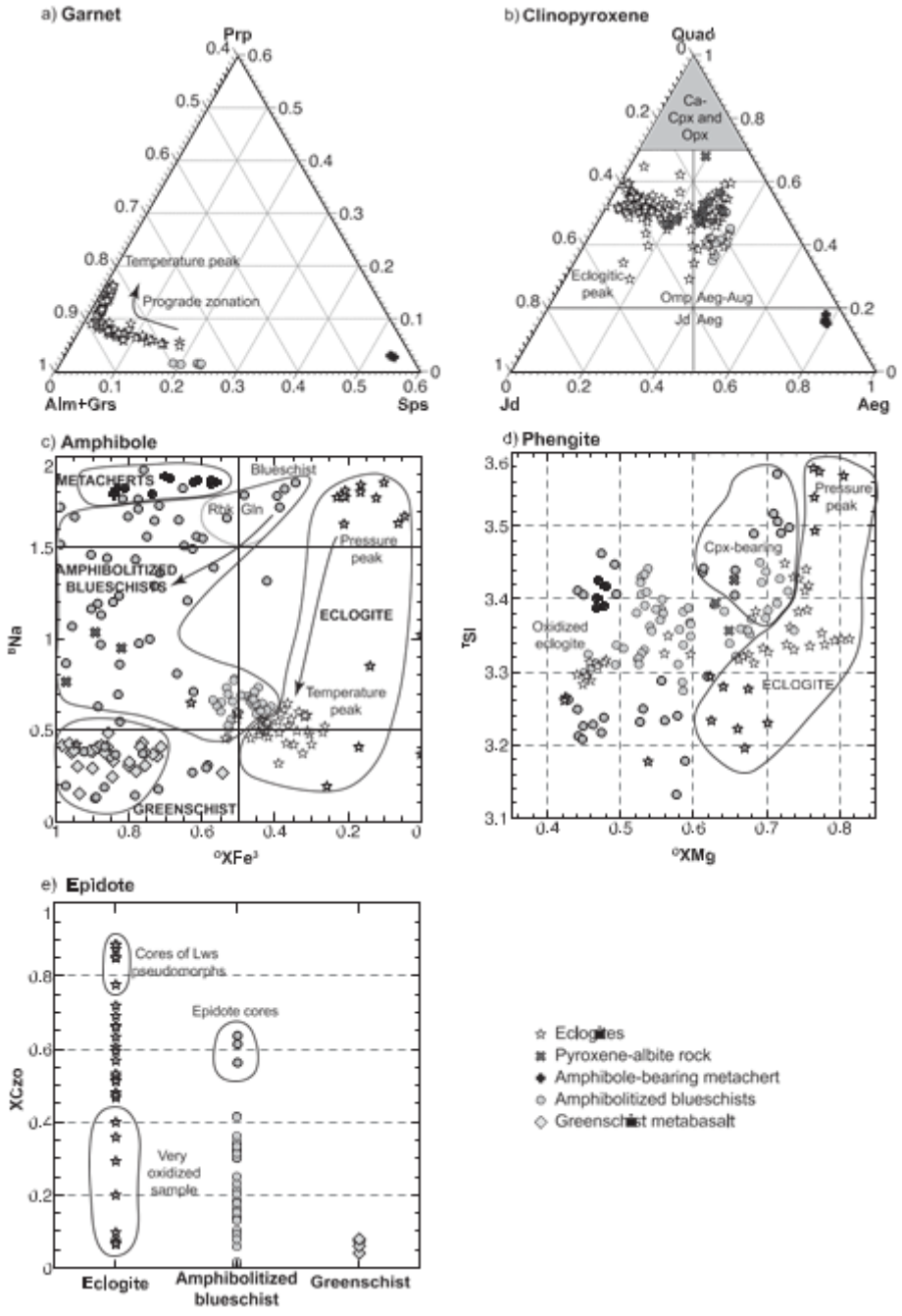


Fig. 6. Compositional plots of minerals : a) Ternary diagram for garnet; b) Ternary diagram for clinoyroxene; c) ^{B}Na versus $^{O}XFe^{3+}$ in amphibole ($^{O}XFe^{3+} = OFe^{3+}/(^{O}Al + {}^{OFe3+})$); d) ^{T}Si versus ^{O}XMg diagram of phengite; e) XCzo of epidote in rocks according to their metamorphic grade.

Mineral	Gt	Gt	Cpx	Cpx	Amp	Amp	Ph	Ph	Ep	Ep	Lws
Sample	0908	1503	0908	15b03	1503	1514e	1517c	1501	0908	1514b	15b21d
Location	Core	Core	Inclusion in Gt	Matrix	Core	Matrix	Matrix	Matrix	Inclusion in Gt	Matrix	Inclusion in Gt
SiO_2	38.05	36.77	55.35	53.97	57.09	52.24	49.84	48.79	38.06	37.11	38.39
TiO_2	0.00	0.16	0.05	0.00	0.03	0.21	0.51	0.39	0.12	0.13	0.18
Al_2O_3	21.22	20.65	9.01	5.88	10.57	6.35	24.26	27.48	30.61	23.77	31.59
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.07	0.00	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00
FeO	28.49	28.42	7.45	11.59	9.28	11.13	6.19	5.87	4.93	11.97	0.96
MnO	0.87	4.89	0.08	0.52	0.08	0.27	0.13	0.05	0.11	0.28	0.08
MgO	3.42	1.67	8.39	7.81	11.33	14.66	3.20	2.78	0.08	0.00	0.01
CaO	7.95	7.77	13.62	12.79	1.33	8.97	0.04	0.03	23.60	22.96	16.84
Na_2O	0.02	0.08	6.45	6.93	6.83	3.27	0.30	0.43	0.00	0.01	0.03
K_2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.12	10.52	10.85	0.00	0.00	0.00
Total	100.02	100.42	100.47	99.51	96.61	97.25	95.00	96.70	97.52	96.23	88.15
#(O, OH)	12	12	6	6	23	23	11	11	12.5	12.5	8
Si	3.01	2.96	2.00	2.02	7.87	7.44	3.42	3.29	2.93	2.97	2.02
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00
Al	1.98	1.96	0.38	0.26	1.72	1.07	1.96	2.18	2.78	2.24	1.96
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.02	0.17	0.11	0.31	0.32	0.35	0.00	0.00	0.32	0.80	0.04
Fe^{2+}	1.87	1.74	0.12	0.06	0.75	0.98	0.35	0.33	0.00	0.00	0.00
Mn	0.06	0.33	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Mg	0.40	0.20	0.45	0.44	2.33	3.11	0.33	0.28	0.00	0.00	0.00
Ca	0.67	0.67	0.53	0.51	0.20	1.37	0.00	0.00	1.95	1.97	0.95
Na	0.00	0.00	0.45	0.50	1.83	0.90	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.92	0.93	0.00	0.00	0.00
Comp.	$Grs_{21.5}Prp_{13.5}$ $Alm_{62}Sps_2$ Adr_1	$Grs_{17.5}Prp_{6.5}$ $Alm_{60.5}Sps_{11}$ $Adr_{4.5}$	$Jd_{37}Ae_{10}$ $Quad_{53}$	$Jd_{24}Ae_{29}$ $Quad_{47}$	Gln	Brs	$Mus_{64}Cel_{36}$	$Mus_{79}Cel_{21}$	$Czo_{69}Ep_{31}$	$Czo_{20}Ep_{80}$	Lws

Table 3 : Representative analyses of the main metamorphic minerals.

6. Pressure-temperature estimates

6.1. Methods

1. Tmax estimates by Raman spectroscopy on carbonaceous matter (RSCM)

The RSCM thermometry allows determination of the maximum temperature (Tmax) reached by the carbonaceous matter in a sample in the range 200–650 °C, with an intrinsic error of ±50 °C (Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010). This method is used to determine the maximum temperature reached by the siliciclastic-matrix complex. In most samples, carbonaceous matter is oxidized, which prevents temperature estimates, but three samples in the suture zone yielded coherent temperatures.

Sample	T_{max} (°C)	n	R or R2	σT (°C)	σT/√(n-1)	Method
1438	240	13	0.995	14	4.1	LT
1439	339	27	0.680	4.1	0.8	HT
1440	343	11	0.670	7.3	2.6	HT

Table 4 : Synthesis of RSCM temperatures. n is the number of good spectra for each sample, σT is the standard deviation of the temperature, $\sigma T/\sqrt{(n-1)}$ is a statistical test to probe the quality of the temperature calculation, it is good if b8, LT refers to the low temperature calibration, HT to the high-temperature one.

2. Pressure-temperature estimates

P-T conditions of the eclogite peak and retrograde stage were estimated using two different methods: direct thermodynamic modeling (pseudosection calculation), and conventional multiequilibrium thermobarometry.

3. Average P-T THERMOCALC

Multi-equilibrium thermobarometry was performed using THERMOCALC program in the Average P-T mode (Powell and Holland, 1994). Mineral activities were calculated with the AX software (https://www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/researchprojects/tim-hollands-software-pages/ax).

4. Perple_X thermodynamic modelling

Pseudosections were calculated using Perple_X (6.7.2 version, Connolly, 1990, 2005) using the internally consistent thermodynamic dataset and equation of state of H_2O of Holland and Powell (1998). Solution models considered in the calculation are garnet, epidote, chlorite (Holland et al., 1998), amphibole and clinopyroxene (Diener and Powell, 2012), white mica (Coggon and Holland, 2002), biotite (White et al., 2007), and talc (Holland and Powell, 1990). The equilibrium composition of our sample is estimated with surface scanning of a fresh part of a thin section with the SEM, and removing the contribution of manganese-rich garnet cores that are not reacting at peak P-T conditions. Trying to simulate this composition thanks to the measured compositions of peak minerals is very satisfactory and gives modal amounts close to the ones observed in thin section. Ferric iron content estimation is very sensitive to the amount of omphacite at peak (considered as the main ferric iron-bearing mineral), but there is also a minor contribution from garnet, lawsonite and phengite. Water content is mainly dominated by the peak modal proportion of lawsonite. Following the method of Groppo and Castelli (2010), we choose to use a best-fit criterion to adjust the quantities of ferric iron and water. This results in a ferric iron percentage of 20 mol% of the total iron, with 1.6 wt% of water, close to water excess, as suggested by the stability of lawsonite (Clarke et al., 2006). For sample 0908, the following composition was used (in oxide weight percentage): SiO_2 (50.47%), Al_2O_3 (13.90%), FeO (10.00%), Fe_2O_3 (2.775%), MgO (5.11%), CaO (12.10%), Na_2O (3.72%), K2O (0.27%), H_2O (1.60%). For various reasons discussed below, no P-T conditions could be obtained for other high-grade rocks.

6.2. Results

1. Siliciclastic-matrix complex

The RSCM method yielded results for three samples (Table 4). Sample 1438, located in units to the West of the block-in-matrix complexes, shows a maximum temperature of 240°C. Samples 1439 and 1440 collected in the siliciclastic-matrix complex reached a higher temperature around 340°C.

Average P-T calculation on greenschist-facies metabasalts (15b02) with an actinolite-biotite-albite-chlorite-epidote–water assemblage yields a temperature of 407 ± 163°C and a pressure of 0.67 ± 0.16 GPa (cor = 0.687, sigfit = 0.59, cutoff = 1.73). Fotoohi Rad et al. (2005) estimated the P-T conditions at 420 °C and 0.3 GPa.

2. Eclogite

The peak of eclogites has been determined using Average-P-T calculations, with the assemblage garnet-omphacite-lawsonite-phengite-quartz-water. Inclusions in the mantle of garnet have been used to determine the peak P-T at 526°C ± 23°C and 2.27 ± 0.14 GPa (cor = 0.891, sigfit = 0.02, cutoff = 1.73).

The retrograde path is calculated with Thermocalc and the epidote-amphibolite mineral assemblage: hornblende-epidote-muscovite-albite-water. The peak temperature is estimated at 531 ± 62°C and 0.89 ± 0.2 GPa (corr = 0.939, sigfit = 0.55, cutoff = 1.73).

Fig. 7a shows the pseudosection, with the best-fit area of the isopleths at eclogitic facies, around 526°C and 2.31 ± 0.03 GPa superimposed with the ellipses of Average P-T calculations. The best fit of the isopleths is in the garnet-omphacite-phengite-lawsonite- talc-quartz ± water field. There is a very good correspondence between the predicted and observed composition and modes of minerals.

These P-T estimates for the peak are similar to those made by Fotoohi Rad et al. (2005) using only Average P-T calculations, but the use of two largely independent methods gives a confidence in the methods used and in the chosen equilibrium assemblages. Fotoohi Rad et al. (2005) do not estimate P-T conditions of the post-peak epidote-amphibolite assemblage.

P-T estimates for the eclogites are superimposed with those from the literature and compared with those of Sulabest in Fig. 7b.

3. Amphibolitized blueschist

Epidote-amphibolite assemblages are found either in massive metabasalts or in more schistosed mafic rock. No reliable P-T estimate could be obtained on these rocks, mostly because of intense oxidation during retrogression.

The peak mineral assemblage of these rocks is at blueschist facies with relict glaucophane and clinozoisite-rich epidote, and inclusions of actinolite attest of the prograde greenschist-facies assemblage. Most of the samples have been pervasively recrystallized at epidote- amphibolite grade, with a common mineral assemblage involving barroisite-epidote-albite-titanite ± phengite ± sodic pyroxene ± Mn- rich garnet. The absence of Mg-rich garnet at equilibrium with sodic pyroxene supports the fact that this kind of rocks has a distinct peak P-T than the eclogites. For similar reasons, it is highly unlikely that blue-amphibole-bearing metacherts ever reached pressure values of eclogites (contrary to claims by Fotoohi Rad et al., 2005).

Fotoohi Rad et al. (2005) estimated the P-T conditions of these rocks at 460°C and ~0.5 GPa for the assemblage but the presence of relict glaucophane and ferric-sodic pyroxene in some of these rocks tends to show that these rocks reached higher pressures. The absence of Fe–Mg garnet, omphacite and rutile from these rocks however pleads in favor of peak pressure largely below those of eclogites. For a MORB composition including the effect of Fe^{3+}, Diener and Powell (2012) published a pseudosection, in which a similar blueschist assemblage lies around 0.8 GPa and 450°C and the epidote-amphibolite assemblage lies at similar or lower pressures and temperatures around 500°C.

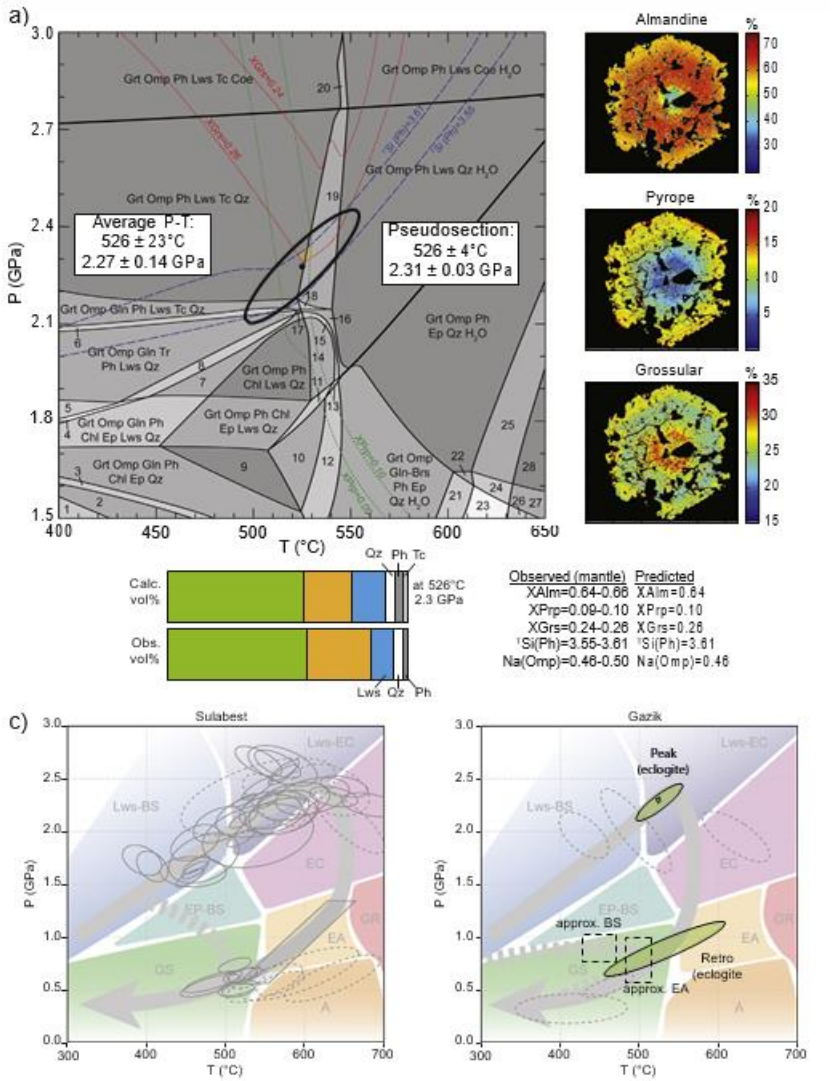


Fig. 7. a) Pseudosection on eclogite 0908 of Gazik. Filling of the fields corresponds to variance, from 2 to 5. Darker fields have higher variance. Blue isopleths are for Si content (apfu) in phengite, red is for grossular content of garnet, green for pyrope content in garnet. The orange zone is the best-fit area of the pseudosection, the ellipse is the result of Average P-T calculation. Legend of the fields: 1: Grt Omp Tr Gln Bt Chl Ep Qz, 2: Grt Omp Gln Bt Chl Ep Qz, 3: Grt Omp Gln Ph Bt Chl Ep Qz, 4: Grt Omp Gln Tr Ph Chl Ep Lws Qz, 5: Grt Omp Gln Tr Ph Ep Lws Qz, 6: Grt Omp Gln Tr Ph Lws Tc Qz, 7: Grt Omp Gln Ph Chl Lws Qz, 8: Grt Omp Gln Tr Ph Chl Lws Qz, 9: Grt Omp Ph Chl Ep Qz, 10: Grt Omp Ph Chl Ep Qz H2O, 11: Grt Omp Ph Chl Ep Lws Qz H2O, 12: Grt Omp Gln Ph Chl Ep Qz H2O, 13: Grt Omp Gln Ph Chl Ep Lws Qz H2O, 14: Grt Omp Ph Chl Lws Qz H2O, 15: Grt Omp Gln Ph Chl Lws Qz H2O, 16: Grt Omp Gln Ph Lws Qz H2O, 17: Grt Omp Gln Ph Lws Qz, 18: Grt Omp Gln Ph Lws Tc Qz H2O, 19: Grt Omp Ph Lws Tc Qz H2O, 20: Grt Omp Ph Lws Tc Coe H2O, 21: Grt Omp Brs Ph Pg Ep Qz H2O, 22: Grt Omp Ph Pg Ep Qz H2O, 23: Grt Omp Brs Ph Pg Ep Zo Qz H2O, 24: Grt Omp Ph Pg Ep Zo Qz H2O, 25: Grt Omp Ph Ep Zo Qz H2O, 26: Grt Omp Brs Ph Pg Zo Qz H2O, 27: Grt Omp Ph Pg Zo Qz H2O, 28: Grt Omp Ph Zo Qz H2O. X-ray maps of a garnet in sample 0908, modal and mineral compositions show a very good correspondence between analyses and models; b) Synthesis of P-T estimates for the eclogites in Gazik and Sulabest from Fotoohi Rad et al. (2005) in dashed gray ellipses and Angiboust et al. (2013) in solid gray ellipses and pseudosection fields, and new P-T estimates (pseudosection and Average P-T ellipses) in Gazik. Dashed boxes indicate approximate P-T evolution of the amphibolitized blueschists in Gazik are estimates from Diener and Powell (2012). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

7. Geochronology

7.1. Method

Samples from Gazik and samples from Sulabest (the latest from the study of Angiboust et al., 2013) were carefully chosen for dating so that: (1) they bear minerals with enough K to be dated with the Ar–Ar method (i.e., mostly phengite and amphibole) and these minerals constitute a well-understood paragenesis in the rock. Selected samples were crushed and sieved; single grains of amphibole and phengite were handpicked under binocular microscope and cleaned in ultrasonic bath with acetone and distilled water. They were packaged in Al foils and irradiated for 40 h in the core of the Triga Mark II nuclear reactor of Pavia (Italia) with several aliquots of the Fish Canyon sanidine standard (28.03 ± 0.08 Ma; Jourdan and Renne, 2007) as flux monitor. Argon isotopic interferences on K and Ca were determined by irradiation of KF and CaF2 pure salts from which the following correction factors were obtained: ($^{40}Ar/^{39}Ar$)K = 0.00969 ± 0.00036, ($^{40}Ar/^{39}Ar$)K = 0.01297 ± 0.00045, ($^{38}Ar/^{37}Ar$)Ca = 0.000727 ± 0.000041 and ($^{36}Ar/^{37}Ar$)Ca = 0.000288 ± 0.000016. Argon analyses were performed at Géosciences Montpellier (France) with two analytical devices that each consist of: (a) an IR-CO_2 laser of 100 kHz used at 5–15% during 60 s, (b) a lenses system for beam focusing, (c) a steel chamber, kept at 10−8–10−9 bar, with a drilled copper plate, (d) an inlet line for purification of gases including two Zr–Al getters, (e) a multi-collector mass spectrometer (Argus VI from Thermo-Fisher). A custommade software controls the laser intensity, the timing of extraction/purification and the data acquisition. To measure the Ar background within the system, one blank analysis was performed every three sample analyses. ArArCalc© v2.5.2 was used for data reduction and plotting. The one-sigma errors reported on plateau, isochron and total gas ages include the error on the irradiation factor J. Atmospheric ^{40}Ar was estimated using a value of the initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ of 295.5.

7.2. Results

The results are presented in Fig. 8 and Table 5 (14 samples) and degassing patterns are in Supplementary data S4 and S5. Ages were sorted in three categories: (1) ages given by phengite in eclogite, assumed to form during eclogitic metamorphism and possibly recrystallized during amphibolitization (Angiboust et al., 2013; e.g., Fig. 8a), (2) ages given by hornblende/barroisite in eclogite (that formed at or near the peak-T; Fig. 8b) and (3) ages of

phengite and amphibole in amphibolitized blueschists (e.g., Fig. 8c). All ages are very close, around 86 ± 3 Ma, as previously shown by Bröcker et al. (2013).

All dated phengite and amphibole single grains display plateau ages for a large percentage of the argon released (from 65 to 100% of the ^{39}Ar released) with very little evidence for isotopic heterogeneities, with the exception of phengite Sum8 which contains a loosely bound excess argon component released during the first heating-steps. Inverse $^{36}Ar/^{40}Ar$ vs $^{39}Ar/^{40}Ar$ correlation plots provide intercept ages that are consistent with the plateau ages (Table 5) with initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratios ranging from 291 to 310, in agreement within errors with the atmospheric value of 295.5. Intercept ages are used in the discussion below.

In Sulabest, four phengites from eclogite and amphibolitized blueschist (Fig. 8d and Supplementary data S4) have intercept ages in a narrow range from 86.6 ± 0.4 to 87.9 ± 0.6 Ma while two amphiboles from retrograded eclogites give slightly younger ages of 84.4 ± 1.2 Ma and 86.8 ± 1.0 Ma respectively. In Gazik, phengite ages from eclogites and amphibolitized blueschists show a larger spread than in Sulabest, with values between 83.5 ± 0.4 and 86.8 ± 0.4 Ma that are similar to those recorded by amphiboles from 84.0 ± 1.0 to 87.3 ± 2.7 Ma.

Therefore, the data do not indicate significantly younger ages in the most retrogressed high-pressure rocks compared to the best-preserved ones and the two studied areas appear to have followed a similar temporal evolution of metamorphic conditions. At the scale of the sample (Su-n) and the outcrop (15b21 a to d), the ^{40}Ar–^{39}Ar ages of phengite and amphibole overlap, phengite possibly being 1 Ma older than amphibole in sample Su-n. The consequences of these observations are discussed below.

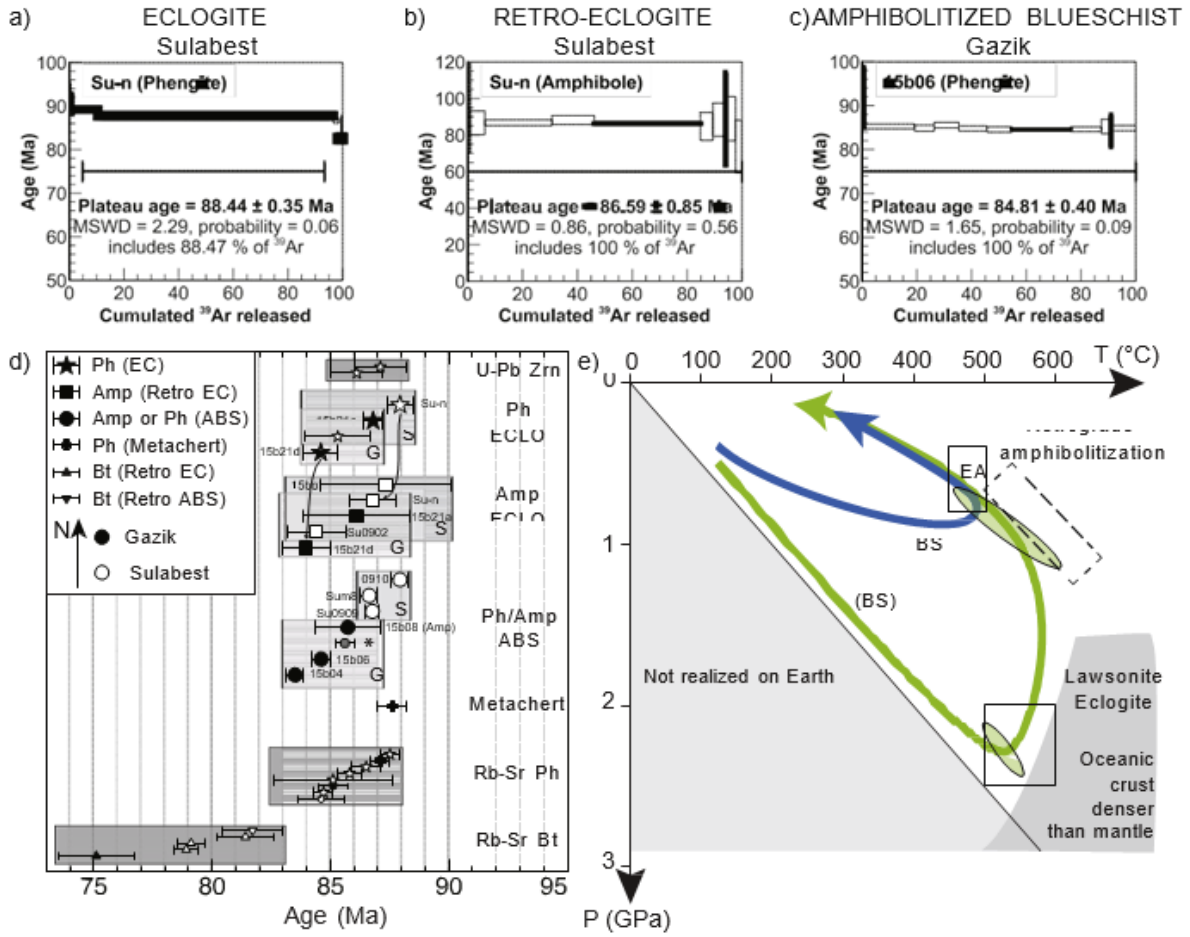


Fig. 8. a) Ar–Ar plateau age from phengite in an eclogite of Sulabest; b) Ar–Ar plateau age from retrograde amphibole in the same sample; c) Ar–Ar plateau age from phengite in an amphibolitized blueschist of Gazik; d) Summary of radiometric ages in the Sistan high-pressure rocks, sorted following age value, mineral dated, method or kind of rock and locality. G refers to Gazik, S to Sulabest. Argon-argon ages from this study are intercepts, and plateau from other studies. Arrows link phengite age and amphibole age from the same sample. Ages associated to small symbols (including all datings on metachert) are from Bröcker et al. (2013) and Kurzawa et al. (2017). * represents the locality of Gurchang between Gazik and Sulabest. ECLO = eclogite, ABS = amphibolitized blueschist; e) Synthesis of P-T paths. The green path relates to eclogite and the blue to amphibolitized blueschist. BS = blueschist, EA = epidote-amphibolite. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Sample	Lithology	Mineral	Location	Total fusion age	Plateau age	%39Ar	Intercept age	$(^{40}Ar/^{36}Ar)i$	MSWD
15b21c	Eclogite	Phengite	Gazik	86.99 ± 0.34	86.94 ± 0.33	97.25	86.79 ± 0.38	304 ± 9	0.53
15b-21d	Eclogite	Phengite	Gazik	84.39 ± 0.80	84.61 ± 0.52	100	84.58 ± 0.71	297 ± 19	0.77
Su-n	Eclogite	Phengite	Sulabest	88.37 ± 0.33	88.44 ± 0.35	88.47	87.93 ± 0.56	352 ± 50	1.13
15b21a	Eclogite	Amphibole	Gazik	88.49 ± 2.93	86.85 ± 2.04	100	86.09 ± 2.22	298 ± 3	0.43
15b-α	Eclogite	Amphibole	Gazik	91.91 ± 4.63	88.07 ± 2.65	100	87.33 ± 2.74	300 ± 4	0.11
15b21d	Eclogite	Amphibole	Gazik	83.37 ± 1.17	83.81 ± 0.94	100	83.96 ± 1.01	294 ± 4	0.66
Su0902	Eclogite	Amphibole	Sulabest	85.71 ± 1.89	84.77 ± 1.17	100	84.40 ± 1.22	301 ± 4	0.31
Su-n	Eclogite	Amphibole	Sulabest	86.84 ± 1.19	86.60 ± 0.85	100	86.80 ± 0.97	291 ± 13	0.98
15b04	ABS	Phengite	Gazik	83.73 ± 0.36	83.52 ± 0.37	78.02	83.49 ± 0.38	301 ± 5	2.15
15b06	ABS	Phengite	Gazik	84.96 ± 0.39	84.81 ± 0.40	100	84.59 ± 0.40	302 ± 4	0.58
Su0909	ABS	Phengite	Sulabest	86.79 ± 0.30	86.77 ± 0.35	100	86.61 ± 0.34	310 ± 8	3.62
Su0910	ABS	Phengite	Sulabest		87.92 ± 0.36	71.19	(Integrated)		
Sum8	ABS	Phengite	Sulabest	87.05 ± 0.33	86.82 ± 0.35	64.9	86.71 ± 0.48	304 ± 11	3.44
15b08	ABS	Amphibole	Gazik	93.40 ± 11.38	86.23 ± 1.34	100	85.72 ± 1.40	297 ± 2	0.91

Table 5: Synthesis of the argon-argon ages for each sample, detailing the fusion age, the plateau age, the intercept age, and the initial $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratio. ABS = amphibolitized blueschist.

8. Discussion

8.1. Relationships between structure and metamorphic grade

This study highlights the existence of two block-in-matrix complexes in the suture zone of Gazik, both containing dominantly ~1–10 m blocks of oceanic (metavolcanic and metasedimentary) rocks. In subduction contexts, three end-member mixing mechanisms are usually identified (Cloos, 1982; Festa et al., 2010; Hsü, 1968; Wakabayashi, 2011): (1) sedimentary mixing as a result from submarine gravity sliding at the trench or at oceanic core complexes, forming olistostrome in a usually sedimentary matrix, (2) tectonic mixing in highly sheared environments, purportedly at the plate interface, and (3) diapiric ascent of partly exhumed, broken-up rocks in a low-viscosity buoyant matrix.

1. Siliciclastic-matrix complex

The siliciclastic-matrix complex hosts strongly deformed and dismembered oceanic blocks: serpentinized peridotites, basalts and somewhat less abundant radiolarites. Blocks and matrix reach greenschist facies at most. Greenschist recrystallization of this complex at around ~340°C (RSCM data; Table 4), ~400°C ± 160°C and 0.3–0.7 GPa (average P-T) may have occurred during shallow subduction at depths be- tween 10 and 20 km. There is no obvious difference of metamorphism between the blocks and the matrix. This unit could be an olistostrome, formed with turbiditic currents incorporating forearc or lower plate crustal material (possibly as a result of fault bending; Ranero et al., 2003; Taira et al., 1982) or formed at the foot of an oceanic detachment; Boschi et al., 2006; this is less likely however due to the lack of gabbros). It could also originate from tectonic mixing in an accretionary wedge.

2. Serpentinite-matrix complex

The lowermost block-in-matrix complex (Figs. 2 and 3e-f) is made of serpentinite with abundant blocks of diverse lithologies corresponding to at least two different metamorphic facies: amphibolitized blueschist and mafic eclogite. Blocks are commonly m-dam large (<100 m for amphibolitized blueschists, >100 m for eclogites) and eclogites are rare, massive and poorly deformed compared to metatuffs and epidote amphibolite blocks. Metatuffs are strongly lineated and resemble those of the Upper Unit of Sulabest. Deformation is stronger in mafic blocks with abundant micas and/or metasomatic rind formation. Preserved pre-to-syn peak eclogite blocks/cores containing only rare micas may correspond to former tectonic boudins and/or much dryer protoliths.

Eclogites underwent a cold prograde evolution, with blueschist facies minerals (i.e. glaucophane) preserved in garnet and lawsonite present at eclogite peak conditions, around 70–80 km. The occurrence of fresh lawsonite in Gazik makes it one of the few examples in the world where it is partly preserved during retrogression, and not only as pseudomorphs. The absence of paragonite (as part of lawsonite pseudomorphs) in the matrix may be explained by two possible reactions: formation of omphacite during prograde metamorphism or destabilization to albite during retrograde metamorphism, both of which are found in the matrix. Lawsonite stability at eclogite facies is symptomatic of rather cold subduction gradients (Tsujimori et al., 2006b; Tsujimori and Ernst, 2014), consistent with the ~7.3°C/km prograde gradient calculated here. Cold subduction gradients are usually assigned to mature subduction and/or old oceanic plates and/or fast subduction rates (Agard et al., 2009; Ernst, 1988; Peacock, 1996; van Keken et al., 2011). Retrogression of eclogites appears almost isothermal in Gazik, and slightly colder than in Sulabest (Angiboust et al., 2013) where no lawsonite was preserved. Whether these differences relate to juxtaposition to colder or hotter slices and/or mantle wedge, and/or to slight contrasts in residence time is discussed below.

For other rocks (amphibolitized blueschist, riebeckite-bearing metachert, aegirine-augite-albite rock), estimation of P-T conditions is difficult. Preserved mineral assemblages do not enable Average P-T estimates and pseudosection calculation predicts ubiquitous clinopyroxene stability, which is not observed. The reasons for the inadequacy of pseudosection modeling to define the P-T conditions might be: incorrect integration of ferric iron in amphibole, bulk compositions enriched in albite compared to MORB (metaspillite), or a discrepancy between the current bulk composition bulk composition at the peak due to later metasomatism (although no proof of this was observed). The absence of Fe-Mg-rich garnet,

omphacite sensu stricto and lawsonite (neither fresh crystals nor pseudomorphs) in these rocks nevertheless suggest that they never experienced eclogitic P-T conditions, but instead equilibrated at blueschist-facies conditions, around 450°C, <1.0 GPa, and were subsequently largely retrogressed to epidote- amphibolite facies, close to 500°C, <1.0 GPa (similar to Sulabest; Angiboust et al., 2013). A pressure/depth gap therefore exists between amphibolitized blueschists (around ~30 km) and eclogites (around 70–80 km), which coincides with the two frequency peaks in maximum depths of subducted units recovered from fossil subduction zones (Plunder et al., 2015; Fig. 9a).

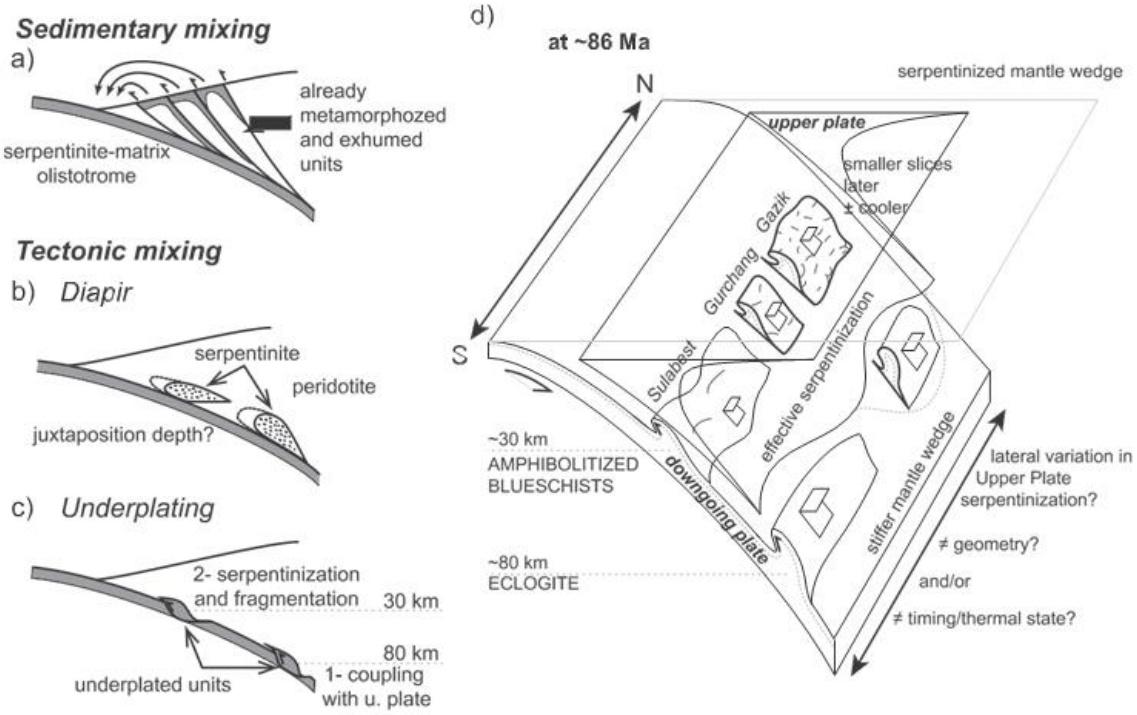


Fig. 9. a, b, c) Three different hypotheses for mixing processes. a) Sedimentary mixing hypothesis: pre-metamorphozed and exhumed olistoliths in a sedimented serpentinite; b) Serpentinite diapir to exhume and mix the blocks with serpentinite; c) Direct underplating of the blocks to a weakly serpentinized mantle wedge and subsequent fast exhumation in a low viscosity subduction channel. d) Synthesis of the processes showing the almost simultaneous underplating of eclogite and amphibolitized blueschist along the subduction interface, with the potential effect of serpentinization of the mantle wedge to explain fragmentation of the blocks in Gazik.

3. Origin of the mélange

The origin of the serpentinite matrix is not examined in this study. One sample shows the existence of antigorite fibers in the serpentinite. In Sulabest, based on the Cr# of chromite, rare-earth elements, fluid-mobile elements and platinum-group elements, Angiboust et al. (2013) showed that Western Unit serpentinites likely originate from abyssal peridotites whereas those from the Upper and Eclogitic Units likely derive from forearc peridotites. More geochemical analyses involving isotopes (e.g., boron, Martin et al., 2016; Scambelluri and Tonarini, 2012) could help further constrain the nature of the Sistan HP serpentinites.

The outcrops of Gazik bear a number of notable differences with those of Sulabest. The serpentinite-matrix complex of Gazik gathers undistinguishably fragments of the Eclogitic and Upper Units of Sulabest (Angiboust et al., 2013), while eclogitic blocks are more numerous in Sulabest. The latter are usually less retrogressed than the Gazik ones, which show either an almost complete amphibolitization or the replacement of omphacite by ferric clinopyroxene. The Upper Unit of Sulabest is composed of continuous to hectometer-sized blocks of mafic tuffs and schists with little matrix. These rocks show assemblages very similar to the amphibolitized blueschists of Gazik, which crop out as sparse decameter-sized blocks embedded in matrix. Gazik therefore corresponds to a more dismembered equivalent of Sulabest.

Mixing and juxtaposition of the blocks in this complex could a priori tentatively be (a) sedimentary (Fig. 9a), with previously exhumed material deposited in a basin dominated by ultramafic material (i.e., serpentinites), or (b) diapiric (Fig. 9b), with exhumation of two main, serpentinite-rich buoyant units hosting small slab-derived blocks (i.e., amphibolitized blueschist and eclogite units), or result from (c) tectonic underplating and stacking of tectonic slices originating from different depths (Fig. 9c).

The first hypothesis is of particular interest in comparison with the Franciscan and Great Valley Group sedimentary serpentinite-mélanges (Wakabayashi, 2011, 2012, 2015, 2017a, 2017b). Some Californian mélanges show an ultramafic clastic matrix containing blocks of all sizes, up to a few hundred meters. The metamorphic grade of the blocks is variable, which is explained by exhumation of metamorphic slices from different depths, dismantling in sedimentary basins, and potential further resubduction (only in the Franciscan) and are usually associated with felsic volcanic rocks. Despite the absence of felsic rocks and lack of

petrographic proof for resubduction of both complexes, this hypothesis cannot be completely ruled out for Gazik. Further insights on the nature of the matrix would be necessary to recognize a sedimentary mélange in Gazik, but no sedimentary character was recognized in Sulabest serpentinites. However, the sedimentary-mixing model fails to explain the exposure of eclogites below a continuous amphibolitized blueschist unit in Sulabest (and in Gazik, although it is less clear), and the absence of blocks smaller than 1 m. The formation of metasomatic rinds on eclogites needs to be explained by interaction of the blocks with serpentinite at high temperature (Moore, 1984; Ukar and Cloos, 2013). The MORB to SSZ-like geochemical signature of eclogite and MORB signature of amphibolitized blueschist tuffs in Sulabest (Angiboust et al., 2013) does not give many clues on the formation mechanisms. Given all these elements, the formation of the Sistan mélange in a sedimentary context is unlikely but would need to be further examined by a detailed study of the serpentinite matrix. The second hypothesis of a diapir has also been observed in the Franciscan (Tsujimori et al., 2007) and in the Mariana forearc (Maekawa et al., 1995). Late exhumation can possibly explain the fragmentation of the outcrops in Gazik, but cannot explain the kilometer-scale tectonic continuity of the Upper Unit observed in Sulabest. In Gazik, no proofs (like consistent shear senses) argue for diapiric emplacement.

We hence favor the explanation of mélange formation by shearing at the subduction interface that can explain the continuity observed in Sulabest, the mixing of different metamorphic grades and the metamorphic rinds around eclogitic blocks. Although complex to estimate, the total thickness of the Sistan mélange (as well as other assumed tectonic mélanges, Table 1) is generally lower than the thickness of the "subduction channel" inferred from field observations (~100-1000 m; e.g., Vannucchi et al., 2012) or geophysical imaging (~1–5 km; e.g., Abers, 2005), and within the range (~500–2000 m; Ruh et al., 2015) or much lower (~10 km; Gerya, 2002) than modelled numerically.

8.2. Age interpretation and implications for Sistan

All ages of peak minerals from this study, and those of Bröcker et al. (2013), strikingly gather around 86 ± 3 Ma, whatever the dated mineral (zircon, phengite, amphibole), maximum grade of the rock (eclogite, amphibolitized blueschist) or method used (U–Pb, Ar–Ar, Rb–Sr). Only Rb–Sr ages on biotite-bearing assemblages are younger (around 80 ± 2 Ma) and are interpreted to date cooling around 300°C (Cliff, 1985). Ages are on average older in Sulabest

than in Gazik for all minerals and grades (Fig. 8d; about 1 Myr older for phengite in eclogite, 2 Myr older for amphibole in eclogite and about 3 Myr for phengite in epidote amphibolite).

Another striking feature consists in systematically older ages (1 to 2 Myrs) from phengite in eclogitic samples where both amphibole and phengite are dated (88.44 ± 0.35 Ma for phengite and 86.6 ± 0.85 Ma for amphibole in sample Su-n; 84.27 ± 0.52 Ma for phengite and 83.47 ± 0.94 Ma for amphibole in sample 15b21d). This would be consistent with the order of formation of those minerals, even though the dated phengite crystals are zoned (Supplementary S3) and record part of the prograde, peak and exhumation stages.

Using the diffusion parameters of Harrison (1981) for hornblende and Harrison et al. (2009) for muscovite in a pressure range of 5–10 kbar for which these values were calculated, the closure temperature estimated for crystals as large as 300–400 μm is in the range 550–560°C for amphibole and 450–485°C for white mica. It must be noticed that these temperatures are probably minimum estimates since diffusion data are lacking for the specific compositions and pressures of this study that tend to increase the retentivity for argon (Forster and Lister, 2014; Lister and Baldwin, 1996), in particular for phengite with a high Mg/Fe ratio (Scaillet et al., 1992).

Additionally, U–Pb dating on eclogite-facies stage zircons from Sulabest yield ages that are very similar to the Ar–Ar ages on phengite in eclogite (87.1 ± 1.1 Ma and 86.1 ± 1.1 Ma; Bröcker et al., 2013; Kurzawa et al., 2017; Fig. 8d).

This suggests that phengite and amphibole ages are crystallization ages and that they were not reset during exhumation, despite peak temperatures above or close to the usually expected isotopic closure temperature and pervasive fluid circulation. This behavior has been documented elsewhere (Agard et al., 2002; Berger et al., 2017; Di Vicenzo et al., 2001; Rodriguez et al., 2003) and is also expected in the case of fast cooling rates.

Based on the assumption that recorded ages are crystallization ages, eclogites are brought from their peak to the epidote-amphibolite grade in approximately 1 Myr (maximum 2.5 Myr when accounting for uncertainty), which yields exhumation rates between 15 km/Myrs (minimum estimate) to 45 km/Myrs (maximum estimate), consistent with fast exhumation in low-viscosity serpentinite channels (Gerya, 2002). These values are also similar to those for continental rocks of Dora Maira (Rubatto and Hermann, 2001), some high-pressure basal units

in the Aegean (Ring and Reischmann, 2002) or ultra-high pressure eclogites from the D'Entrecasteaux Islands (Little et al., 2011).

Ages for the amphibolitized blueschists are also similar to those recorded by the eclogites. Two scenarii are therefore possible:

1) slicing from the slab and beginning of exhumation of eclogite and epidote-amphibolite at the same time, recorded as similar ages for their peak, or

2) slicing of eclogites first, then exhumation down to epidote- amphibolite facies depths, and offscrapping of amphibolitized blueschist coeval with juxtaposition of eclogites.

Age constraints are too similar to decide alone on one of these two possibilities. Structural relationships, with amphibolitized blueschist located above the eclogites here and in Sulabest (Angiboust et al., 2013), make the first scenario more likely. The first scenario is reminiscent of the coeval slicing of the subducting plate along several 100 km argued by Monié and Agard (2009).

Finally, Bröcker et al. (2013) and Kurzawa et al. (2017) dated biotite in retrograde eclogite and amphibolitized blueschists with the Rb-Sr method. Ages between 82 and 75 Ma would correspond to the last stages of exhumation at greenschist facies, occurring at slower rates (<5 km/Myr). These ages relate to pre-collisional events, since collision is dated around ~40 Ma (Mid-Eocene, Mohammadi et al., 2016a; Tirrul et al., 1983).

8.3. Insights on slicing, exhumation and mixing mechanisms along the plate interface

The siliciclastic-matrix complex extends along tens of kilometers and probably formed at or near the trench. RSCM temperature estimates around 340°C for the matrix (Table 4), the presence of ocean-derived blocks and pervasive deformation are compatible with underplating of sediments at shallow depths in an accretionary wedge (e.g., Shimanto Belt, Kimura and Mukai, 1991; Taiwan, Beyssac et al., 2007; Western Alps, Agard et al., 2002). However, no clear high-pressure metamorphic recrystallization was observed in this unit.

In the serpentinite-matrix complex, metamorphic grade and deformation of the blocks is much more diverse, as in fact for most subduction-related serpentinite mélange-like units (Table 1). Although high-grade mafic rocks are only found in three localities (Gazik, Gurchang

and Sulabest, with eclogites only exposed in Gazik and Sulabest), high-grade blocks in a serpentinite-matrix complex outcrop along 150 km in Sistan, which dismisses the possibility that detachment was very local on the subduction interface. Even more striking, the recorded age pulse for eclogites and amphibolitized blueschist (86 ± 3 Ma), 150 km apart, suggests that these rocks where detached almost coevally along the subduction zone (though at different depths) and pleads for a lithospheric scale change in boundary conditions (Klemd et al., 2011; Monié and Agard, 2009).

The fact that smaller blocks (mainly for amphibolitized blueschist) are found in Gazik than in Sulabest unit could be explained by (i) initial detachment of smaller blocks in Gazik or (ii) post-detachment dismembering, or (iii) could reflect an initially inhomogeneous seafloor structure. In all cases, detachment of material/rocks from the slab requires a strong interplate mechanical coupling, which is enhanced when effective viscosities on both sides of the subduction interface are similar, so that strain transiently localizes preferentially within the slab rather than on the plate interface (Agard et al., 2016; Kimura and Ludden, 1995).

Agard et al. (2016) showed, for example, that accretion of metamorphic soles is largely controlled by changes in the rheological parameters of the upper plate due to progressive cooling, prior to full serpentinization of the mantle wedge. Different block sizes might thus be explained by different rheologies of the downgoing and/or upper plate (e.g., contrasts in the extent of basalt hydrothermal alteration in the downgoing plate, heterogeneity of the downgoing plate or mantle wedge rheology). A more serpentinized mantle wedge would for example enable the accretion of smaller blocks only and/or at shallower depth, where the mantle wedge is colder and therefore likely more hydrated. In this case, the characteristic size of blocks (>100 m for eclogites, ~10 m for amphibolitized blueschist) may give a snapshot of the serpentinisation degree of the mantle wedge (Fig. 9d). In the case of Sistan, block size and age distribution (Gazik: smaller blocks, slightly younger; Sulabest; larger blocks, older) may indicate a higher serpentinisation degree of the mantle wedge in the North than in the South and a difference in thermal regime (whether controlled by age or geometry). We note, however, that progressive metasomatic digestion (as testified by metasomatic rinds around blocks and the presence of talc, chlorite and actinolite in the serpentinite matrix, Marschall and Schumacher, 2012) will increase dismembering and block size reduction.

9. Conclusions

Block-in-matrix complexes of the Sistan Suture Zone formed in a subduction context. While the siliciclastic-matrix complex might be the remnant of a shallowly subducted sedimentary mélange (i.e., paleo-accretionary wedge), the serpentinite-matrix complex is an example of tectonic mixing occuring at important depths in the subduction channel. This complex contains rocks that were subducted down to two contrasting depths: amphibolitized blueschists and eclogites were offscrapped respectively around depths of ~30 km and 75 km. Lawsonite eclogites are also indicative of a cold subduction environment.

Amphibolitized blueschists and eclogites record similar ages of 86 ± 3 Ma, interpreted as a broad slicing of the subducting plate and incorporation in a weakly hydrated mantle wedge. Horizontal continuity of the slicing in the slab over long distances tend to prove that slicing events might be associated to a specific rheological behavior of the subduction interface at specific conditions of pressure (Plunder et al., 2015), temperature, composition and strain-rate. In this respect, contrasting block sizes along the suture zone may reflect changes in mechanical coupling along the plate interface.

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.016.

10. Acknowledgments

This study was essentially funded by the project “Zooming in between plates” (Marie Curie International Training Network no.604713) to Philippe Agard. Additional support was provided by an IUF grant (Institut Universitaire de France) to Philippe Agard. We thank M. Fialin, N. Rividi (CAMPARIS), O. Boudouma (ISTeP), F. Lecœur (Géosciences Montpellier) and D. Deldicque (ENS Paris, France) for analytical support, E. Delairis and D. Devaux (ISTeP) for the preparation of thin sections and the Geological Survey of Iran for logistic support on the field. We also thank M. Soret, M. Locatelli and Tan Z. for interesting discussions. Tatsuki Tsujimori and John Wakabayashi are warmly thanked for their constructive reviews and suggestions, and Marco Scambelluri for his editorial handling leading to a significant improvement of the manuscript. This is IPGP contribution #3939.

11. References

Abers, G.A., 2005. Seismic low-velocity layer at the top of subducting slabs: observations, predictions, and systematics. Physics of the Earth and Planetary Interiors 149:7–29. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.10.002.

Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Goffé, B., 2002. In situ laser probe 40Ar/39Ar dating of the Schistes Lustrés complex: implications for the exhumation of the Western Alps. Journal of Metamorphic Geology 20:599–618. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00391.x.

Agard, P., Monié, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L., Yamato, P., 2006. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: implications for Neotethyan wedge dynamics. Journal of Geophysical Research 111: B11401. https://doi.org/10.1029/2005JB004103.

Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L., Burov, E., 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms. Earth-Science Reviews 92:53–79. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.11.002.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., Wortel, M.J.R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine 148:692–725. https://doi.org/10.1017/S001675681100046X.

Agard, P., Yamato, P., Soret, M., Prigent, C., Guillot, S., Plunder, A., Dubacq, B., Chauvet, A., Monié, P., 2016. Subduction infancy: mantle resistance to slab penetration and metamorphic sole formation controlled by plate interface rheological switches. Earth and Planetary Science Letters 451:208–220. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.054.

Angiboust, S., Agard, P., 2010. Initial water budget: the key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel Lithos 120:453–474. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.007.

Angiboust, S., Agard, P., Raimbourg, H., Yamato, P., Huet, B., 2011. Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones (Monviso, W. Alps). Lithos 127:222–238. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.004.

Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M., Omrani, J., Plunder, A., 2013. Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic “mélange” (Eastern Iran). Lithos 156–159:139–158. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.007.

Angiboust, S., Agard, P., Glodny, J., Omrani, J., Oncken, O., 2016. Zagros blueschists: episodic underplating and long-lived cooling of a subduction zone. Earth and Planetary Science Letters 443:48–58. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.017.

Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M., Homam, S.M., 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). Journal of Asian Earth Sciences 41:283–296. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.02.014.

Babazadeh, S.A., 2013. A Note on Stratigraphic Data and Geodynamic Evolution of Sistan Suture Zone (Neo-Tethyan Margin) in Eastern Iran. Geodynamics Research International Bulletin 1.

Babazadeh, S.A., de Wever, P., 2004. Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran). Geodiversitas 26, 185–206.

Barrier, E., Vrielynck, B., Bergerat, F., Brunet, M.-F., Mosar, J., Poisson, A., Sosson, M., 2008. Palaeotectonic maps of the Middle East: Tectono-sedimentary-palinspastic maps from Late Norian to Pliocene. Atlas of 14 maps at 1/18 500 000. Publisher CGMW, Paris, France.

Bebout, G.E., Barton, M.D., 1993. Metasomatism during subduction: products and possible paths in the Catalina Schist, California. Chemical Geology 108:61–92. https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90318-D.

Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M.M., Priestley, K., 2000. The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: Blind thrusting and bedding plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone. Geophysical Journal International 142:283–299. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00158.x.

Berger, A., Wehrens, P., Lanari, P., Zwingmann, H., Herwegh, M., 2017. Microstructures, mineral chemistry and geochronology of white micas along a retrograde evolution: an example from the Aar massif (Central Alps, Switzerland). Tectonophysics 721:179–195. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.019.

Beydokhti, R.M., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Klötzli, U., 2015. U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). Journal of Asian Earth Sciences 111:192–205. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.07.028.

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.-N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. Journal of Metamorphic Geology 20:859–871. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x.

Beyssac, O., Simoes, M., Avouac, J.-P., Farley, K.A., Chen, Y.G., Chan, Y.C., Goffé, B., 2007. Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan. Tectonics 26. https://doi.org/10.1029/2006TC002064.

Boschi, C., Früh-Green, G.L., Delacour, A., Karson, J.A., Kelley, D.S., 2006. Mass transfer and fluid flow during detachment faulting and development of an oceanic core complex, Atlantis Massif (MAR 30°N). Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7. https://doi.org/10.1029/2005GC001074.

Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Lithos 170–171:17–34. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.012.

Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 15:221–239. https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7.

Clarke, G.L., Powell, R., Fitzherbert, J.A., 2006. The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modelling. Journal of Metamorphic Geology 24:715–725. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00664.x.

Cliff, R.A., 1985. Isotopic dating in metamorphic belts. Journal of the Geological Society 142:97–110. https://doi.org/10.1144/gsjgs.142.1.0097.

Cloos, M., 1982. Flow melanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. Geological Society of America Bulletin 93:330–345. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93.

Coggon, R., Holland, T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. Journal of Metamorphic Geology 20:683–696. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x.

Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. American Journal of Science 290:666–718. https://doi.org/10.2475/ajs.290.6.666.

Connolly, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. Earth and Planetary Science Letters 236:524–541. https://doi.org/10.1016/j. epsl.2005.04.033.

Di Vicenzo, G., Ghiribelli, B., Giorgetti, G., Palmeri, R., 2001. Evidence of a close-link between petrology and isotope records: constraints from SEM, EMP, TEM and in-situ 40Ar-39Ar laser analyses on multiple generations of white micas (Lanterman Range, Antarctica). Earth and Planetary Science Letters 192, 389–405.

Diener, J.F.A., Powell, R., 2012. Revised activity-composition models for clinopyroxene and amphibole. Journal of Metamorphic Geology 30:131–142. https://doi.org/10.1111/ j.1525-1314.2011.00959.x.

Draper, G., Nagle, F., Renne, P.R., 1991. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola: development of the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic. Geological Society of America Special Papers 262:77–95. https://doi.org/10.1130/SPE262-p77.

Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe3+ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51:431–435. https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10.

Ernst, W.G., 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. Geology 16:1081–1084. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016b1081:THOSZIN2.3.CO;2.

Farhoudi, G., Karig, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. Geology 5:664–668. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5b664:MOIAPAN2.0.CO;2.

Federico, L., Crispini, L., Scambelluri, M., Capponi, G., 2007. Different PT paths recorded in a tectonic melange (Voltri Massif, NW Italy): implications for the exhumation of HP rocks. Geodinamica Acta 20:3–19. https://doi.org/10.3166/ga.20.3-19.

Festa, A., Pini, G.A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010. Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. International Geology Review 52:1040–1105. https://doi.org/10.1080/00206810903557704.

Flores, K.E., Martens, U.C., Harlow, G.E., Brueckner, H.K., Pearson, N.J., 2013. Jadeitite formed during subduction: in situ zircon geochronology constraints from two different tectonic events within the Guatemala Suture Zone. Earth and Planetary Science Letters 371–372:67–81. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.015.

Flores, K.E., Skora, S., Martin, C., Harlow, G.E., Rodríguez, D., Baumgartner, P.O., 2015. Metamorphic history of riebeckite and aegirine-augite-bearing high-pressure–low-temperature blocks within the Siuna Serpentinite Mélange, northeastern Nicaragua. International Geology Review 57:943–977. https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1027747.

Forster, M.A., Lister, G.S., 2014. 40Ar/39Ar geochronology and the diffusion of 39Ar in phengite-muscovite intergrowths during step-heating experiments in vacuo. Advances in 40Ar/39Ar Dating: From Archeology to Planetary Sciences. Geological Society, London, Special Publications:pp. 117–135. https://doi.org/10.1144/SP378.16.

Fotoohi Rad, G., Droop, G.T.R., Amini, S., Moazzen, M., 2005. Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: a comparison of P-T histories from a subduction mélange. Lithos 84:1–24. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.01.007.

Fotoohi Rad, G., Droop, G.T.R., Burgess, R., 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Geological Journal 44:104–116. https://doi.org/10.1002/gj.

Freund, R., 1970. Rotation of strike-slip faults in Sistan, Southeast Iran. Journal of Geology 78:188–200. https://doi.org/10.1086/627500.

Garcia-Casco, A., Torres-Roldán, R.L., Iturralde-Vinent, M.A., Millan, G., Nuñez Cambra, K., Lazaro, C., Rodriguez Vega, A., 2006. High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. Geologica Acta 4:63–88. https://doi.org/10.1344/105.000000358.

Gerya, T.V., 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation. Tectonics 21. https://doi.org/10.1029/2002TC001406.

Goncalves, P., Guillot, S., Lardeaux, J.-M., Nicollet, C., Mercier De Lepinay, B., 2000. Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samana Peninsula, Dominican Republic). Geodinamica Acta 13:119–132. https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)00116-9.

Groppo, C., Castelli, D., 2010. Prograde P-T evolution of a lawsonite eclogite from the Monviso meta-ophiolite (Western Alps): dehydration and redox reactions during subduction of oceanic FeTi-oxide gabbro. Journal of Petrology 51:2489–2514. https://doi.org/10.1093/petrology/egq065.

Guillot, S., Hattori, K.H., Agard, P., Schwartz, S., Vidal, O., 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review. In: Lallemand, S.E., Funiciello, F.

(Eds.), Subduction Zone Geodynamics. Springer:pp. 175–205. https:// doi.org/10.1007/978-3-540-87974-9.

Harlow, G.E., Hemming, S.R., Avé Lallemant, H.G., Sisson, V.B., Sorensen, S.S., 2004. Two high-pressure-low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: a record of Aptian and Maastrichtian collisions. Geology 32:17–20. https://doi.org/10.1130/G19990.1.

Harrison, T.M., 1981. Diffusion of 40Ar in hornblende. Contributions to Mineralogy and Petrology 78:324–331. https://doi.org/10.1007/BF00398927.

Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of 40Ar in muscovite. Geochimica et Cosmochimica Acta 73:1039–1051. https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.09.038.

Holland, T.J.B., Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K2O-Na2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe2O3-Al2O3-TiO2-SiO2-C-H2-O2. Journal of Metamorphic Geology 8:89–124. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00325.x.

Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology 16:309–343. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x.

Holland, T.J.B., Baker, J., Powell, R., 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al2O3-SiO2-H2O. European Journal of Mineralogy 10:395–406. https://doi.org/10.1127/ejm/10/3/0395.

Hsü, K.J., 1968. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. Geological Society of America Bulletin 79:1063–1074. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[1063:POMATB]2.0.CO;2.

Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J., Khatib, M.M., 2017. Neogene to present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. Tectonics 36.

Jourdan, F., Renne, P.R., 2007. Age calibration of the Fish Canyon sanidine 40Ar/39Ar dating standard using primary K-Ar standards. Geochimica et Cosmochimica Acta 71:387–402. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.09.002.

Kimura, G., Ludden, J., 1995. Peeling oceanic crust in subduction zones. Geology 23:217–220. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023b0217.

Kimura, G., Mukai, A., 1991. Underplated units in an accretionary complex: mélange of the Shimanto Belt of Eastern Shikoku, Southwest Japan. Tectonics 10, 31–50.

Klemd, R., John, T., Scherer, E.E., Rondenay, S., Gao, J., 2011. Changes in dip of subducted slabs at depth: petrological and geochronological evidence from HP–UHP rocks (Tianshan, NW-China). Earth and Planetary Science Letters 310:9–20. https://doi. org/10.1016/j.epsl.2011.07.022.

Krebs, M., Schertl, H.-P., Maresch, W.V., Draper, G., 2011. Mass flow in serpentinite-hosted subduction channels: P–T–t path patterns of metamorphic blocks in the Rio San Juan mélange (Dominican Republic). Journal of Asian Earth Sciences 42:569–595. https:// doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.01.011.

Kurzawa, T., Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Berndt, J., Lisker, F., 2017. Cretaceous high-pressure metamorphism and low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran: additional temperature estimates for eclogites, geological significance of U–Pb zircon ages and Rb–Sr constraints on the timing of exhumation. Journal of Asian Earth Sciences 147:332–344. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.07.051.

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). Terra Nova 22:354–360. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x.

Leake, B.E., Wolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. The Canadian Mineralogist 35:219–246. https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623.

Lister, G.S., Baldwin, S.L., 1996. Modelling the effect of arbitrary P-T-t histories on argon diffusion in minerals using the Mac Argon program for the Apple Macintosh. Tectonophysics 253:83–109. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00059-3.

Little, T.A., Hacker, B.R., Gordon, S.M., Baldwin, S.L., Fitzgerald, P.G., Ellis, S., Korchinski, M., 2011. Diapiric exhumation of Earth's youngest (UHP) eclogites in the gneiss domes of the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. Tectonophysics 510:39–68. https:// doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.006.

Maekawa, H., Fryer, P., Ozaki, A., 1995. Incipient blueschist-facies metamorphism in the active subduction zone beneath the Mariana forearc. Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific:pp. 281–289 https://doi.org/10.1029/GM088p0281.

Marschall, H.R., Schumacher, J.C., 2012. Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones. Nature Geoscience 5:862–867. https://doi.org/10.1038/ngeo1634.

Martens, U.C., Tsujimori, T., Liou, J.G., 2017. Eclogite varieties and petrotectonic evolution of the northern Guatemala Suture Complex. International Geology Review 59:721–740. https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1245592.

Martin, C., Flores, K.E., Harlow, G.E., 2016. Boron isotopic discrimination for subduction-elated serpentinites. Geology 44:899–902. https://doi.org/10.1130/G38102.1.

Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Rashid, H., 2015. Post-Cimmerian (Jurassic-Cenozoic) paleogeography and vertical axis tectonic rotations of Central Iran and the Alborz Mountains. Journal of Asian Earth Sciences 102:92–101. https://doi.org/10.1016/j. jseaes.2014.09.038.

Maurizot, P., 1980. Explanatory Text of the Shahrakht Quadrangle Map 1:250,000.

Moeinzadeh, H., 2015. Hyperspectral mapping of Iranian east ophiolite mélanges using neural network classification method. Arabian Journal of Geosciences 8:2169–2178.https://doi.org/10.1007/s12517-014-1333-y.

Mohammadi, A., Burg, J.-P., Bouilhol, P., Ruh, J.B., 2016a. U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. Lithos 248–251:293–308. https://doi.org/10.1016/j. lithos.2016.02.003.

Mohammadi, A., Burg, J.-P., Winkler, W., Ruh, J.B., von Quadt, A., 2016b. Detrital zircon and provenance analysis of Late Cretaceous-Miocene onshore Iranian Makran strata: implications for the tectonic setting. Bulletin Geological Society of America 128:1481–1499. https://doi.org/10.1130/B31361.1.

Monié, P., Agard, P., 2009. Coeval blueschist exhumation along thousands of kilometers: Implications for subduction channel processes. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10. https://doi.org/10.1029/2009GC002428.

Moore, D.E., 1984. Metamorphic history of a high-grade blueschist exotic block from the Franciscan complex, California. Journal of Petrology 25:126–150. https://doi.org/10.1093/petrology/25.1.126.

Nâini, A., Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D., de la Villéon, H., Hottin, A.M., Andreieff, P., Ancelin, J., Dânesfâleh, M., Sâjedi, T., 1981. 1:100000 map of the Âhangarân quadrangle. Geol. Map Iran 1 100 000 Ser. Sheet 8056.

Pabst, S., Zack, T., Savov, I.P., Ludwig, T., Rost, D., Tonarini, S., Vicenzi, E.P., 2012. The fate of subducted oceanic slabs in the shallow mantle: insights from boron isotopes and light element composition of metasomatized blueschists from the Mariana forearc. Lithos 132:162–179. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.010.

Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y., Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. Lithos 180–181:234–251. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009.

Parkinson, C.D., 1996. The origin and significance of metamorphosed tectonic blocks in melanges: evidenc from Sulawesi, Indonesia. Terra Nova 8:312–323. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1996.tb00564.x.

Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. Subduction: Top to Bottom:pp. 119–133. https://doi.org/10.1029/GM096p0119.

Platt, J.P., 1975. Metamorphic and deformational processes in the Franciscan Complex, California: some insights from the Catalina Schist terrane. Bulletin Geological Society of America 86:1337–1347. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86b1337:MADPITN2.0.CO;2.

Plunder, A., Agard, P., Chopin, C., Pourteau, A., Okay, A.I., 2015. Accretion, underplating and exhumation along a subduction interface: from subduction initiation to continental subduction (Tavsanli zone, W. Turkey). Lithos 226:233–254. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.007.

Powell, R., Holland, T.J.B., 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. American Mineralogist 79:120–133. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1996.tb00564.x.

Ranero, C.R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K., Reichert, C., 2003. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. Nature 425:367–373.https://doi.org/10.1038/nature01961.

Ring, U., Reischmann, T., 2002. The weak and superfast Cretan detachment, Greece: exhumation at subduction rates in extruding wedges. Journal of the Geological Society of London 159:225–228. https://doi.org/10.1144/0016-764901-150.

Rodriguez, J., Cosca, M.A., Gil Ibarguchi, J.I., Dallmeyer, R.D., 2003. Strain partitioning and preservation of 40Ar/39Ar ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica–Tui complex, NW Spain). Lithos 70:11–139. https://doi.org/10.1016/ S0024-4937(03)00095-1.

Rubatto, D., Hermann, J., 2001. Exhumation as fast as subduction? Geology 29:3–6. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)?029b0003:EAFASN?2.0.CO.

Ruh, J.B., Le Pourhiet, L., Agard, P., Burov, E., Gerya, T.V., 2015. Tectonic slicing of subducting oceanic crust along plate interfaces: numerical modeling. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 16:3505–3531. https://doi.org/10.1002/2014GC005684.Key.

Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan Ocean. Lithos 117:209–228. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.016.

Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Chiari, M., Barbero, E., 2017. New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran). Gondwana Research. https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.013.

Sadeghian, M., Bouchez, J.L., Nédélec, A., Siqueira, R., Valizadeh, M.V., 2005. The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. Journal of Asian Earth Sciences 25:301–327. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.03.001.

Scaillet, S., Feraud, G., Ballèvre, M., Amouric, M., 1992. Mg/Fe and [(Mg,Fe)Si-Al2] compo- sitional control on argon behaviour in high-pressure white micas: a 40Ar/39Ar continuous laser-probe study from the Dora-Maira nappe of the internal western Alps, Italy. Geochimica et Cosmochimica Acta 56:2851–2872. https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90364-O.

Scambelluri, M., Tonarini, S., 2012. Boron isotope evidence for shallow fluid transfer across subduction zones by serpentinized mantle. Geology 40:907–910. https://doi. org/10.1130/G33233.1.

Sorensen, S.S., Barton, M.D., 1987. Metasomatism and partial melting in a subduction complex: Catalina schist, southern California. Geology 15:115–118. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15b115:MAPMIAN2.0.CO;2.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic ocean isochrons. Earth and Planetary Science Letters 196:17–33. https://doi.org/10.1016/S0012-821X (01)00588-X.

Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, 1229–1258.

Taira, A., Okada, H., Whitaker, J.H.M., Smith, A.J., 1982. The Shimanto Belt of Japan: Cretaceous-lower Miocene active-margin sedimentation. Geological Society of London, Special Publication 10:5–26. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.01.

Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94:134–150. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94b134.

Tsujimori, T., Ernst, W.G., 2014. Lawsonite blueschists and lawsonite eclogites as proxies for palaeo-subduction zone processes: a review. Journal of Metamorphic Geology 32:437–454. https://doi.org/10.1111/jmg.12057.

Tsujimori, T., Sisson, V.B., Liou, J.G., Harlow, G.E., Sorensen, S.S., 2006a. Petrologic characterization of Guatemalan lawsonite eclogite; eclogitization of subducted oceanic crust in a cold subduction zone. Special Paper of the Geological Society of America 403:147–168. https://doi.org/10.1130/2006.2403(09).

Tsujimori, T., Sisson, V.B., Liou, J.G., Harlow, G.E., Sorensen, S.S., 2006b. Very-low-temperature record of the subduction process: a review of worldwide lawsonite eclogites. Lithos 92:609–624. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.054.

Tsujimori, T., Liou, J.G., Coleman, R.G., 2007. Finding of high-grade tectonic blocks from the New Idria serpentinite body, Diablo Range, California: petrologic constraints on the tectonic evolution of an active serpentinite diapir. Geological Society of America Special Papers 419:67–80. https://doi.org/10.1130/2007.2419(03).

Ukar, E., Cloos, M., 2013. Actinolitic rinds on low-T mafic blueschist blocks in the Franciscan shale-matrix mélange near San Simeon: implications for metasomatism and tectonic history. Earth and Planetary Science Letters 377–378:155–168. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.038.

van Keken, P.E., Hacker, B.R., Syracuse, E.M., Abers, G.A., 2011. Subduction factory: 4. Depth dependent flux of H2O from subducting slabs worldwide. Journal of Geophysical Research 116:B01401. https://doi.org/10.1029/2010JB007922.

Vannucchi, P., Sage, F., Phipps Morgan, J., Remitti, F., Collot, J.-Y., 2012. Toward a dynamic concept of the subduction channel at erosive convergent margins with implications for interplate material transfer. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 13. https:// doi.org/10.1029/2011GC003846.

Wakabayashi, J., 2011. Mélanges of the Franciscan Complex, California: diverse structural settings, evidence for sedimentary mixing, and their connection to subduction processes. Geological Society of America Special Papers 480:117–141. https://doi.org/10.1130/2011.2480(05).

Wakabayashi, J., 2012. Subducted sedimentary serpentinite mélanges: record of multiple burial–exhumation cycles and subduction erosion. Tectonophysics 568–569:230–247. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.006.

Wakabayashi, J., 2015. Anatomy of a subduction complex: architecture of the Franciscan Complex, California, at multiple length and time scales. International Geology Review 57:37–41. https://doi.org/10.1080/00206814.2014.998728.

Wakabayashi, J., 2017a. Sedimentary serpentinite and chaotic units of the lower Great Valley Group forearc basin deposits, California: updates on distribution and characteristics. International Geology Review 59:599–620. https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1219679.

Wakabayashi, J., 2017b. Serpentinites and serpentinites: variety of origins and emplacement mechanisms of serpentinite bodies in the California Cordillera. Island Arc 26. https://doi.org/10.1111/iar.12205.

White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology 25:511–527. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00711.x.

Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 154:392–405. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007.

16-30a
16-31a
16-34
16-33
14-38
16-35a/b
14-37c
33°
15b-16
16-40b
16-41
14-33b
17-13
15-39
14-02
14-42b
14b-04
14-44
14-05/14b-14
14-04
14-01
(block)
15-36/16-21/24/26
16-24
16-7/8
14-41
15-33a/b/c
15b-18
16-67
16-66
16-65
16-62
14-15
14-17
16-42/43
16-45
14-18/20
16-20
16-10/11/12/13
16-14/15/16
14-07
15b-10
17-18
14-26
15b-15
14-7/9/11/23
16-89
16-86
16-80
15b-19
(block)
32°
16-72/74
14-24
14-12/13
17-26
17-20
14-23a
16-80
17-25
14-31
60°
14-28c
16-56/57
16-50
14-29
16-54/55
59°

Annexe 4 - Carte des échantillons étudiés

Neh complex	Ophiolite	Sediment Tmax (Raman)
	Metamorphic sole	Metasediments
Suture zone	Senonian arc magmatism	
Lut Block	Contact Metamorphism	Deh-Salm complex