

Accueil ▶ Tous les numéros ▶ Volume 191 (2020) ▶ BSGF - Earth Sci. Bull., 191 (2020) 2 ▶ HTML complet

Accès libre

Problème	BSGF - Earth Sci. Taureau. Volume 191, 2020
Numéro de l'article	2
Nombre de pages)	18
EST CE QUE JE	https://doi.org/10.1051/bsgf/2020001
Publié en ligne	07 février 2020

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 2

Article régulier

Schéma de déformation éburnien du Burkina Faso et importance tectonique des zones de cisaillement dans le craton ouest-africain

Champ de déformation éburnéen du Burkina Faso et signification tectonique des zones de cisaillement du craton ouest africain

Dominique Chardon^{1,2,3*}, Ousmane Bamba¹ et Kalidou Traoré^{1,2,4}

¹ Département des Sciences de la Terre, Université Joseph Ki-Zerbo, Ouagadougou, Burkina Faso

² IRD, Ouagadougou, Burkina Faso

³ GET, Université de Toulouse, IRD, CNRS, UPS, CNES, Toulouse, France

⁴ Laboratoire de cartographie, DER de Géologie, FST, Université des Sciences, des Techniques et des Technologies de Bamako, Bamako, Mali

* Auteur correspondant: dominique.chardon@ird.fr

Reçu le 11 mars 2019 Accepté le 24 décembre 2019

Abstrait

Les zones de cisaillement de l'orogène d'accrétion éburnien paléoproterozoïque (craton ouest-africain) sont étudiées au moyen d'une cartographie structurale à grande échelle. La cartographie à l'échelle régionale (10-100 km) était basée sur le levé aéromagnétique du Burkina Faso et la cartographie à l'échelle du craton (1000 km) sur une compilation de données de tissu. Aux deux échelles, les zones de cisaillement sont disposées comme un réseau transpressionnel anastomosé qui a accueilli un raccourcissement distribué et un écoulement latéral de la lithosphère orogénique entre les provinces archéennes convergentes de Kénéma-Man et du Congo. Les schémas d'interférence structurale aux deux échelles étaient dus à une partition tridimensionnelle de la déformation transpressionnelle progressive et des interactions entre les zones de cisaillement qui absorbaient les hétérogénéités dans les schémas d'écoulement régionaux tout en maintenant la connectivité du réseau de zones de cisaillement. De tels schémas cinématiques à l'échelle orogène appellent à la prudence dans l'utilisation de l'approche de phase de déformation sans considérer la «vue structurale plus grande» et en interprétant l'historique de déplacement des zones de cisaillement individuelles en termes de cinématique de plaque. Le modèle de zone de cisaillement ouest-africain est lié à celui du bouclier guyanais par une nouvelle corrélation transatlantique pour produire un modèle cinématique intégré de l'orogène éburnien-transamazonien.

Reprendre

Table des matières

Article

[Abstrait](#)[HTML complet](#)[PDF \(2,946 Mo\)](#)[ePUB \(10,93 Mo\)](#)[Les références](#)[Matériel complémentaire](#)

Métrique

[Afficher les statistiques de l'article](#)

Prestations de service

Mêmes auteurs

- [Google Scholar](#)

- [Base de données EDP Sciences](#)

- [PubMed](#)

[Recommander cet article](#)

[Envoyer sur mon Kindle](#)

[Télécharger la citation](#)

Articles Liés

[Relations tectonique-minéralisation dans les lithosphères continentales faibles: un nouveau cadre structural pour les cratons précambriens](#)

BSGF - Earth Sciences Bulletin 2018, 189, 14

[Partitionnement des déformations verticales en croûte varisque chaude: évation syn-convergence des Pyrénées dans la syntaxe ibéro-armoricaine](#)

Bull. Soc. géol. Fr. BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2017, 188, 39

[Cinématique, partitionnement des déformations et magmatisme variscain tardif dans le massif de l'Agly, Pyrénées Orientales, France](#)

BSGF - Bulletin Sciences de la Terre 2020, 191, 15

Plus

Bookmarking



Services aux lecteurs

Une cartographie structurale à grande échelle a été entreprise dans le but d'étudier les zones de cisaillement de l'orogène éburnéen (paléoprotérozoïque) du craton ouest africain. La cartographie d'échelle régionale (10–100 km) a été réalisée à l'échelle du Burkina Faso grâce à l'interprétation d'un relevé aéromagnétique et la cartographie d'échelle cratonique (1000 km) à partir d'une compilation de données structurales. Aux deux échelles, les zones de cisaillement définissent un réseau anastomosé transpressif ayant hébergé le raccourcissement distribué et le fluage latéral de la lithosphère orogénique entre deux provinces archéennes convergentes (Kénéma-Man et Congo). Aux deux échelles, les structures d'interférence résultent d'un partitionnement tridimensionnel progressif de la déformation transpressive et des interactions entre zones de cisaillement qui ont absorbé les hétérogénéités générées dans le fluage régional tout en maintenant la connectivité du réseau de cisaillements. Un tel schéma cinématique à l'échelle de l'orogène appelle à la prudence dans l'usage des phases de déformation sans considérer la déformation à très grande échelle et l'interprétation des zones de cisaillement en termes de cinématique de plaques. Le réseau de zones de cisaillement ouest africain est repositionné vis-à-vis de celui du craton guyanais via une nouvelle reconstruction transatlantique pour produire un modèle cinématique intégré de l'orogène éburnéen-transamazonien.

Mots clés: orogène chaud / modèle de zone de cisaillement / éburnien / transamazonien / données aéromagnétiques

Mots clés: orogène chaud / réseau de zones de cisaillement / éburnéen / transamazonien / données aéromagnétiques

© D. Chardon et al., Édité par EDP Sciences 2020



Il s'agit d'un article en libre accès distribué sous les termes de la licence d'attribution Creative Commons (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0>), qui permet une utilisation, une distribution et une reproduction sans restriction sur tout support, à condition que l'œuvre originale soit correctement citée.

1. Introduction

L'enregistrement et la signification géodynamique de la déformation tectonique dans les orogènes d'accrétion précambriens sont des sujets d'intérêt et de débat renouvelés. Les principaux problèmes sont la nature des processus de construction des montagnes et le fait de savoir si tout ou partie de ces processus sont la signature d'une tectonique des plaques moderne. En l'absence de poussées à l'échelle crustale telles que celles documentées dans les ceintures de collision modernes, les zones de cisaillement transpressives omniprésentes des orogènes d'accrétion précambriens (Cagnard *et coll.*, 2006a ;Chardon *et coll.*, 2009 ;Duguet *et coll.*, 2009) sont au cœur du débat. En particulier, qu'ils enregistrent un déplacement important ou qu'ils puissent être serrés à un cadre cinématique en champ lointain ou à une sorte de cinématique de plaque n'est pas simple (Treloar et Blenkinsop, 1995 ;Hanmer *et coll.*, 1997 ;Gapais *et coll.*, 2005 ;Chardon *et coll.*, 2008 ;Harris et Bédard, 2014). Ces zones de cisaillement ont également tendance à contrôler l'emplacement des gisements minéraux endogènes, comme le caractérise l'or orogénique (par exemple, Bedeaux *et coll.*, 2017 ;Gapais, 2018). La caractérisation des géométries et cinématiques des zones de cisaillement à différentes échelles devrait donc être utile pour relier les historiques de déformations locales aux processus à l'échelle orogène et aux systèmes minéraux.

Dans cette contribution, nous abordons les relations entre la déformation, les modèles de zone de cisaillement et les conditions aux limites cinématiques des orogènes d'accrétion précambriens de l'échelle régionale (100 km) à celle des orogènes (1000 km). Notre étude est basée sur l'exemple de l'orogène éburnien paléoprotérozoïque, l'un des plus grands orogènes d'accrétion conservés sur Terre. L'étude se concentre sur le plus grand affleurement de l'orogène trouvé dans le craton sud-ouest africain (sWAC; Fig.1). Nous avons produit une carte structurale à l'échelle du Burkina Faso (environ 500 × 400 km) en interprétant des données aéromagnétiques (Betts *et coll.*, 2007) et une carte à l'échelle du craton (environ 1 200 × 800 km) obtenue en compilant des données de tissu à partir de cartes géologiques. Enfin, une nouvelle corrélation transatlantique est proposée entre le sWAC et le bouclier guyanais pour produire une carte structurale à une méga échelle (environ 2000 × 6000 km) et évaluer les structures et la cinématique de premier ordre de l'orogène éburnien-transamazonien. Nos résultats montrent comment les modèles régionaux de zones de cisaillement peuvent être utilisés comme jauge de déformation à l'échelle orogène.

- Haut
- Abstrait
- 1. Introduction
- 2 Aperçu de ...
- 3 Modèle de déformation ...
- 4 Déformation à l'échelle du craton ...
- 5 Importance de ...
- 6 Configuration de ...
- 7. Conclusions
- Remerciements
- Les références
- Matériel complémentaire
- Liste des figures



Fig. 1

Croquis de la carte structurale du craton sud-ouest africain (après Milési *et coll.*, 1989 et Thiéblemont, 2016). Dans le modèle original de Milési *et al.* (1989), les zones de cisaillement dextre (flèches cinématiques rouges) sont les plus récentes et liées à un événement régional de déformation par décrochement D3, tandis que les zones

sinistrales (flèches cinématiques bleues) seraient liées à un événement de déformation régionale par décrochement D2.

2 Aperçu du contexte géologique et structurel

L'orogène éburnien du sWAC affecte la croûte dite birimienne, qui consiste en des volcanites mafiques tholéitiques à calc-alcalines (préservées dans des ceintures de roches vertes qui comprennent également des sédiments clastiques) et des complexes de type TTG plus récents et plus récents et des plutons granitoïdes ([Milési et al. , 1989 ,1992](#) ;[Block et coll. , 2016a](#) ;[Parra-Avila et coll. , 2017 ,2018](#) ;[Wane et coll. , 2018](#) ;[Grenholm et coll. , 2019](#)). Le magmatisme mafique et felsique birimien et la déformation et le métamorphisme éburnien ont eu lieu essentiellement entre 2,27 et 1,96 Ga ([Grenholm et al. , 2019](#)). La croûte birimienne est principalement juvénile ([Abouchami et coll. , 1990](#) ;[Boher et coll. , 1992](#)) avec un paléoprotérozoïque pré-birimien et des composantes archéennes de l'héritage crustal de plus en plus documentées, en particulier à l'approche de ses terrains archéens limitrophes ([Eglinger et coll. , 2017](#) ; [Parra-Avila et coll. , 2018](#) ;[Petersson et coll. , 2018](#)). Le sWAC expose également des terrains archéens (dans le domaine de Kénéma-Man), qui ont été impliqués dans l'orogénèse éburnienne ([Feybesse et Milesi, 1994](#) ; [Fig. 1](#)).

Le modèle cinématique original à l'échelle régionale de l'orogène éburnien favorise une déformation tardive, biphasée dominée par le glissement de frappe à travers le réseau de zones de cisaillement illustré sur la [figure 1](#) ([Milési et al. , 1989](#) ; [Feybesse et Milesi, 1994](#) ;[Ledru et coll. , 1994](#) ;[Lompo, 2010](#)). La déformation pré-décrochement déduite par la plupart des auteurs est un sujet de débat, comme d'habitude dans les terrains granitiques-roches vertes. Les tissus raidés des ceintures de roches vertes ont été interprétés comme:

- à l'origine, les tissus de pliage et de poussée peu profonds qui ont été raidis et / ou transposés par déformation antidérapante (par exemple, [Feybesse et Milesi, 1994](#));
- résultant d'un tectonisme vertical dû au diapirisme ([Vidal et coll. , 2009](#) ; [Lompo 2010](#)).

Il a été démontré que des lithologies de roches vertes spécifiques préservent les reliques du métamorphisme HP-LT, alors que le métamorphisme régional HT-LP associé à la fusion partielle et au plutonisme felsique a eu lieu principalement pendant la déformation dominée par le glissement de frappe ([Ganne et coll. , 2014](#)). Au cours de la dernière décennie, l'approche structurelle «phase» ou «événement» a été adoptée par la plupart des auteurs utilisant des orientations de tissu, de pli ou de cisaillement et leur chronologie relative pour déduire des directions successives de raccourcissement (ou d'étirement) horizontales (revue dans [Grenholm et al. , 2019](#)). La signification tectonique de ces directions n'est pas simple, en particulier lors de la tentative de corrélations régionales entre les «événements», qui sont implicitement considérés comme indiquant des changements dans la direction de convergence (ou divergence) du champ lointain aux limites de l'orogène. L'approche de cartographie à grande échelle proposée ici offrira l'occasion de remplacer ces études dans une perspective structurelle plus large.

3 Schéma de déformation à l'échelle du Burkina Faso

3.1 Données et méthode

La cartographie géologique et structurale régionale des terrains birimiens au moyen de données aéromagnétiques s'est avérée utile pour compléter les enquêtes sur le terrain ([Vegas et coll. , 2008](#) ;[Metelka et coll. , 2011](#) ;[Jessell et coll. , 2012](#) ;[McFarlane et coll. , 2019](#)), en particulier parce que le contexte ouest-africain offre une continuité d'affleurement latéral inégale en raison d'une couverture latéritique étendue ([Chardon et coll. , 2018](#)). Dans la présente étude, nous avons utilisé la couverture aéromagnétique du Burkina Faso acquise dans le cadre du projet SYSMIN (System for Mineral Products) à une taille de pixel de 250 m (voir [Metelka et al. , 2011](#) ; [Fig.2 a](#)). L'image représente l'intensité magnétique totale, superposée sur une image en relief ombré en échelle de gris de sa première dérivée verticale ([Fig. 2 a](#)).

Nous avons extrait manuellement les lignes de forme magnétique (c'est-à-dire les tissus magnétiques), qui sont exprimées par le motif de crête et de creux de l'image ([Fig. 2 a](#) et [b](#)). Les crêtes et les creux, qui peuvent mesurer plusieurs dizaines de km de long, marquent des contrastes latéraux à la fois dans l'intensité magnétique totale (échelle de couleur) et sa dérivée (ombrage). À première vue, les tissus magnétiques semblent exprimer une stratification lithologique de propriétés magnétiques contrastées. Cependant, les relations croisées localement à angle élevé entre la foliation et les limites de la ceinture de roches vertes ([Fig. 2 b](#)) indiquent qu'il ne s'agit pas seulement d'un tissu lithologique. Compte tenu de l'accord généralement bon entre les trajectoires du tissu magnétique et les mesures de champ de la foliation et du clivage ([Fig.2b](#)), le tissu magnétique est interprété comme marquant essentiellement la foliation ou la schistosité des roches qui coïncide généralement avec le bandage lithologique pour former un tissu composite («S0-1»). L'extraction de trajectoires de tissu magnétique à l'échelle régionale par un seul opérateur vise à fournir une vision

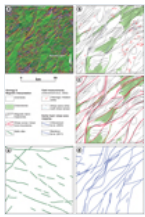
harmonisée du modèle de déformation qui ne serait pas biaisée par une couverture de régolithe inégalement répartie ou par les interprétations contrastées de cartographes indépendants ayant travaillé dans des zones éloignées. Les digues mafiques post-ébourniennes ont une signature distinctive d'anomalies très fortes, rectilignes et cassées (Fig. 2 e). Ils sont omis sur la carte structurale produite.

L'analyse géométrique qualitative des traces de tissu magnétique a permis d'identifier des gradients de déformation indicatifs de zones de cisaillement (Martelat *et coll.*, 2000 ; Chardon *et coll.*, 2008). La cartographie de ces zones de cisaillement a été réalisée en fonction de la forme des trajectoires du tissu et de leurs modèles de convergence / divergence, de leurs modèles de déviation, de troncature, de regroupement et de rectilinéarité (Fig. 2 b et c). Une comparaison des traces de zones de cisaillement interprétatives avec celles des cartes publiées (Chèvremont *et al.*, 2003 ; Baratoux *et al.*, 2011) montre une bonne concordance globale (Fig. 2 c et d). Mais la continuité latérale améliorée de la cartographie magnétique structurale permet en outre d'affiner le modèle de zone de cisaillement en:

- améliorer la cohérence cinématique et la connectivité des tissus et des zones de cisaillement;
- ne pas tenir compte des zones de cisaillement interprétatives antérieures de longueur trop limitée ou coupant à travers des faisceaux de tissu magnétique continus et non perturbés pour avoir une signification cinématique;
- sans tenir compte des fractures et des failles tardives et post-tectoniques qui n'ont aucun lien avec le champ de déformation ductile régional.

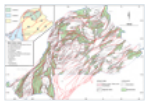
Les critères cinématiques de champ sont cohérents avec les modèles de déviation des tissus magnétiques le long des zones de cisaillement nouvellement cartographiées (p. Ex., Sinistral le long du système de cisaillement à tendance N coupant toute la zone de la carte et dextre le long du système de cisaillement à orientation NE dans la partie nord-est; Fig. 2 b et c). La carte résultante du tissu / zone de cisaillement du Burkina Faso (Fig.3) est complétée dans le nord du Ghana par le modèle de zone de cisaillement cartographié par Block *et coll.* (2016b) .

Fig. 2



Protocole de cartographie du tissu / zone de cisaillement à partir des données aéromagnétiques et sa validation illustrée pour le quadrilatère de Koudougou (emplacement sur la figure 1): (a) carte aéromagnétique; (b) trajectoires de tissu interprétatives avec des mesures sur le terrain de Chèvremont *et al.* (2003) ; (c) modèle de zone de cisaillement interprétatif. La plus longue zone de cisaillement orientée NNE est la zone de cisaillement d'Ouahigouya (Fig. 3); (d) Failles / zones de cisaillement des travaux de cartographie antérieurs (Chèvremont *et al.*, 2003 ; Baratoux *et coll.*, 2011); (e) schéma interprétatif des principales digues mafiques. Les contours géologiques sont modifiés à partir de Castaing *et coll.* (2003) .

Fig. 3



Carte des zones de tissu / cisaillement du socle birimien du Burkina Faso basée sur l'interprétation des données aéromagnétiques. Le modèle de zone de cisaillement au Ghana est adapté de Block *et al.* (2016b) . D: Batholite de Djibo. L'encart montre les domaines structuraux et les noms des principales zones de cisaillement.

3.2 Modèles de tissu et de zone de cisaillement

Le grain structurel régional souligné par les trajectoires du tissu est principalement orienté vers le nord-est (Fig. 3). Les zones de cisaillement sont pour la plupart disposées en réseau anastomosé délimitant les lentilles de cisaillement à faible déformation. Presque toutes les zones de cisaillement se ramifient sur la ou les zones de cisaillement voisines à un angle aigu. C'est même le cas pour les zones de cisaillement les plus longues. Par exemple, la zone de cisaillement d'Ouahigouya se courbe vers l'est au nord d'Ouahigouya pour être prise dans la zone de cisaillement arquée de Baraloubé, qui se ramifie sur la zone de cisaillement de Gorom Gorom orientée vers le nord-est autour de 1 W (Fig. La zone de cisaillement fusionne également avec la zone de cisaillement de Fada N'Gourma au Ghana (Block *et al.*, 2016b ; voir section 4). Le schéma de branchement anastomosé systématique et la connectivité des zones de cisaillement suggèrent qu'aucune zone de cisaillement individuelle n'a strictement survécu au glissement le long de son (ses) plus proche (s) voisin (s) et que la cohérence cinématique a été maintenue dans le réseau de zones de cisaillement tout au long de l'histoire de la déformation.

Trois domaines structuraux sont distingués à l'échelle du pays (Fig. 4). Le domaine 1 occupe la moitié de la croûte ébournienne exposée (principalement sur la partie sud-est du pays; Fig. 4). Il se caractérise par des

tissus orientés NE à dominante rectiligne et parallèle et des lentilles de cisaillement pouvant atteindre 200 km de long et 100 km de large. La déformation s'est accompagnée de la mise en place de batholithes allongés dans le sens du grain structural (Naba *et coll.*, 2004). Quelques zones de cisaillement rectilignes de longueur régionale (> 400 km) sont identifiées, la plus longue étant la zone de cisaillement de Fada N'Gourma (figures 3 et 4). La perturbation des tendances de foliation / zone de cisaillement au sud de la ville de Fada N'Gourma s'explique par la rotation en arrière des tissus (Harris, 2003) entre la zone de cisaillement Fada N'Gourma et la zone de cisaillement Diapaga (Fig. 3). Ce modèle, documenté à l'origine par Vegas *et al.* (2008), atteste d'une composante sinistrale de glissement le long de ces zones de cisaillement. Les observations sur le terrain dans les puits miniers près de la frontière du Ghana confirment la cinématique sinistrale le long de la zone de cisaillement de Fada N'Gourma (Woodman *et coll.*, 2016). Les feuillages et les clivages sont très abruptes à la fois dans les granitoïdes et les pierres vertes dans tout le domaine 1 (par exemple, Bonnard *et Kagambega*, 2003; Ouédraogo *et al.*, 2003; Trinquard *et coll.*, 2003). Les linéations d'étirement des minéraux ont des plongées variables et peuvent être très raides dans les roches vertes. Linéations raides dans les zones de cisaillement transcendantales (par exemple, Fontaine *et coll.*, 2017) indiquent la transpression comme mode de déformation dominant du domaine 1. Si la zone de cisaillement de Fada N'Gourma semble être sinistrale au Burkina Faso, Block *et al.* (2016b) ont montré qu'il était dextre dans le nord du Ghana (Fig. 3). Le cisaillement sinistral pourrait être limité à la portion de tendance SSW de la zone de cisaillement entre la ville de Fada N'Gourma et la frontière, par opposition au dextre le long de sa trace de tendance sud-ouest restante.

Selon Block *et al.* (2016b), la datation U-Pb in situ indique que le raccourcissement de la croûte crustale du domaine 1 et l'écoulement crustal inférieur contemporain ont eu lieu essentiellement entre env. 2140 et 2110 Ma dans des conditions métamorphiques à haute teneur, tandis que la localisation des déformations le long des zones de cisaillement de décrochement s'est poursuivie par la suite. La zone de cisaillement régionale située entre les zones de cisaillement Bomboré et Fada N'Gourma (Fig. 3) fonctionnait au moment de la mise en place d'un corps dioritique de 2140 ± 7 Ma (zircon in situ U-Pb age; Fontaine *et al.*, 2017), indiquant que la tectonique transcurrente a commencé tôt dans l'histoire de la déformation préservée du domaine 1. La tectonique transcurrente aurait duré jusqu'à 2110 Ma (fin du métamorphisme de haut niveau) pour expliquer la localisation des déformations de décrochement de bas grade (<2100 Ma?).

A l'échelle du domaine 1, les trajectoires du tissu divisent grossièrement l'angle entre les deux ensembles de zones de cisaillement délimitant les lentilles, ce qui est indicatif d'une composante de cisaillement pur obtenue par le réseau de zones de cisaillement anastomosées (c'est-à-dire, cisaillement pur inhomogène en vrac; Gapais *et coll.*, 1987). La rectilinéarité et le parallélisme des trajectoires du tissu attestent en outre de l'intensité et de l'homogénéité de la déformation en vrac. Une inversion du sens de cisaillement est nécessaire le long des zones de cisaillement incurvées limitant la lentille dans les réseaux de cisaillement anastomosés. Des complexités cinématiques surviennent également aux jonctions de fermeture à glissière entre les zones de cisaillement (Hudleston, 1999; Platt *et Passchier*, 2016) au sein de ces réseaux. Par conséquent, la période de convergence prolongée (> 30 My) sur laquelle le champ de déformation 1 a évolué pourrait entraîner localement des configurations cinématiques apparemment complexes en raison des interactions de zones de cisaillement permettant de préserver la cohérence cinématique du motif structural régional. Il est intéressant de noter que le modèle de tissu de cisaillement de tendance NE pourrait être expliqué localement sur des zones de cisaillement individuelles par un large éventail d'obliquités de convergence à travers le temps et l'espace, de la transpression dextre dominée par clé répondant à la convergence de tendance ENE, à la transpression sinistrale dominée par clé (SSE-trending convergence), avec des configurations intermédiaires fermées à la transpression dominée par le cisaillement pur (convergence SE-trending). Dans tout les cas,

Le domaine 2 occupe la partie sud-ouest et la partie la plus à l'ouest de la zone cartographique (Fig. 4). Il est caractérisé par un réseau interconnecté de tissu et de zone de cisaillement, qui est partitionné entre:

- tendances dominantes N- à NNE à l'intérieur et le long des limites des ceintures de roches vertes;
- les tendances NE de type domaine 1 dans les domaines granitoïdes intermédiaires.

Dans l'ensemble, le domaine 2 présente une configuration convergente vers le nord de zones de cisaillement régionales qui finissent par s'aligner contre la zone de cisaillement de Ouahigouya (figures 1 et 3). Cette zone de cisaillement marque la limite est du domaine 2 et montre un schéma de déviation cohérent de la foliation au nord de 12° N, attestant d'une composante de glissement sinistral fini (Fig. 3). Les modèles de déflexion du tissu le long des zones de cisaillement à tendance NNE sont ambigus, avec des trajectoires asymétriques dextre, des trajectoires symétriques (c'est-à-dire un cisaillement pur?) Ou - moins communément - des trajectoires sinistralement asymétriques, parfois le long d'une même zone de cisaillement. Les zones de cisaillement orientées NE ont tendance à présenter des modèles de déflexion asymétrique dextre plus cohérents. La densité de ces zones de cisaillement dextre orientées vers le nord-est semble augmenter vers le nord-ouest jusqu'à la zone de cisaillement dextre la plus longue du domaine (c.-à-d. Zone de cisaillement de Banfora; Fig. 3). Baratoux *et coll.* (2011) a interprété le modèle de zone de cisaillement régional dans le domaine 2 comme étant dû à un événement de déformation transpression D2 dominé par une clé, qui a suivi le raccourcissement EW ayant conduit au modèle de foliation longitudinale

abrupte des ceintures de roches vertes. Mais les tissus escarpés des ceintures de roches vertes doivent avoir fonctionné avec les zones de cisaillement et les tissus granitoïdes pendant une période prolongée pour maintenir la cohérence cinématique du motif de cisaillement anastomosé entre les couloirs de roches vertes NS et les granitoïdes intermédiaires (Fig.3). Tel que documenté par Lompo (2010) , les pas de linéation sont variables sur les feuillages de roches vertes (attestant de la déformation d'aplatissement) et sont préférentiellement élevés (attestant l'étirement vertical). Les linéations raides sont considérées par Lompo (2010) résulter d'un tectonisme vertical dû au diapirisme. Cependant, des critères cinématiques à proximité des contacts granite-pierre verte qui justifieraient un tel modèle (Chardon *et coll.* , 1996) sont toujours portés disparus. Le motif de feuilletage et de linéation de pierre verte indiquerait plutôt une transpression dominée par le cisaillement pur (Tikoff et Greene, 1997 ; Dewey *et coll.* , 1998). Le fait que les granitoïdes présentent de préférence des linéations à faible plongée en dehors des auréoles de pluton (Lompo, 2010 ; Baratoux *et al.* , 2011) plaide pour une répartition des déformations dans le réseau de cisaillement anastomosé entre une transpression dominée par le cisaillement pur dans les ceintures de roches vertes et une transpression dominée par le glissement granitoïdes. La géochronologie U-Pb indique que le modèle de déformation du domaine 2 était fonctionnel après env. 2160 Ma (TTG et plutons les plus anciens se sont installés lors de l'acquisition du tissu de tendance N raide) et jusqu'à environ après env. 2100 Ma (derniers plutons potassiques affectés par le cisaillement mylonitique; Baratoux *et al.* , 2011). Il existe donc un chevauchement temporel important (> 40 My?) Dans l'historique de déformation des domaines 1 et 2.

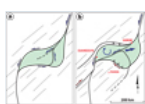
Le domaine 3 occupe la partie centre-nord du pays (Fig. 4) et correspond à une zone du domaine 1 où la tendance structurale régionale NE des tissus, des zones de cisaillement et des ceintures de roches vertes est perturbée. Le domaine est un méga-lentille de cisaillement composite en forme de Z paresseux. Il est divisé en deux par la zone de cisaillement de Gorom Gorom, qui est également l'axe de symétrie de la méga-lentille de cisaillement et relie la zone de cisaillement sinistrale de Markoye (Tshibubudze et Hein, 2013) , dans le NE, à la portion sinistrale nord de la zone de cisaillement d'Ouahigouya, dans le SO (Fig.3). La méga lentille de cisaillement est interprétée comme un coude de retenue développé entre les deux zones de cisaillement (Fig. 5) et est appelé ci-après le coude de retenue de Bouroum-Goren. Cette interprétation tient compte du virage à l'échelle de la carte effectué par la ceinture de roches vertes de Goren en raison de la rotation dans le sens des aiguilles d'une montre concomitante au glissement sinistral de la pointe de propagation vers le nord de la zone de cisaillement d'Ouahigouya (Fig. 5). La rotation et le glissement ont produit le modèle de culée des feuillages orientés NE liés au domaine 1 par rapport aux tendances NE de l'enveloppe sud-ouest du virage de retenue NNE de Ouagadougou (contre la zone de cisaillement de Goren; Fig.3 et 5). Ce modèle de pilier précédemment documenté par Hein *et coll.* (2004) est ici interprété comme résultant d'une transpression dextre dominante le long de la zone de cisaillement de Goren en raison de la croissance et de la rotation du coude de retenue (Fig. 5). Cisaillement Dextral combiné à un glissement inversé côté NE vers le haut documenté par Hein (2010) le long de cette zone de cisaillement est donc cohérent avec le modèle de courbure de retenue (Fig. 5). Le modèle tient également compte de la poussée dirigée par NNE combinée à un glissement sinistral documenté par Nikiema (1992) et Debat *et coll.* (2003) le long de la marge nord du virage de retenue (zone de cisaillement de Baraboulé; fig. 3) dans un contexte symétrique à celui de la zone de cisaillement de Goren (fig. 3 et 5). Le cisaillement inverse le long de cette marge postdate l'auréole métamorphique du faciès amphibolite des plutons (Debat *et al.* , 2003). Ceci, avec le modèle de culée à la marge sud-ouest du virage, montre que le virage Bouroum-Goren est une caractéristique tectonique tardive qui s'est développée aux dépens du domaine 1.

Fig. 4



Esquisse du modèle structural du sous-sol éburnien du Burkina Faso et du nord du Ghana. Les couleurs et les nombres font référence aux domaines structuraux abordés dans le texte. Les localités de la figure 3 sont représentées par des points.

Fig. 5



Modèle cinématique de croissance de la courbure de retenue Bouroum-Goren entre la zone de cisaillement de Markoye (à l'est) et les zones de cisaillement de Ouahigouya (à l'ouest): (a) stade précoce de flexion; (b) configuration finale. Le modèle implique la fermeture des jonctions de fermeture à glissière (Platt et Passchier, 2016) aux deux extrémités du coude de retenue.

3.3 Interprétation cinématique

Le modèle de déformation éburnien du Burkina Faso (Fig. 3 et 4) est interprété comme résultant des interférences entre le champ de déformation typifié par le domaine 1 et les zones de cisaillement à l'échelle régionale orientées N à NNE. Le champ de souches 1 s'est développé dans tout le pays. Il a été réalisé par des feuillages raides et parallèles orientés vers le nord-est combinés à un réseau anastomosé régionalement de

zones de cisaillement transpressives, qui ont enregistré un raccourcissement non homogène en vrac à l'échelle régionale. Le premier type de perturbation dans ce champ de déformation se produit dans le domaine 2, où les systèmes de cisaillement de tendance N à NNE alternent avec des couloirs de tissus de type domaine 1 à tendance NE (Fig. 4). Cette interférence résulte de l'activation du motif en éventail convergent vers le nord des zones de cisaillement à l'échelle régionale (c.-à-d. Fig. 1) sur le champ de déformation 1. Le deuxième type de perturbation a été produit par le développement de la courbure de retenue Bouroum-Goren entre la pointe nord du modèle de zone de cisaillement en éventail à l'échelle régionale du domaine 2 et la zone de cisaillement de Markoye (Fig. 3 et 5). Le domaine 1 contiendrait donc les plus anciennes étoffes omniprésentes éburniennes conservées au niveau régional. Cependant, la perturbation du champ de déformation 1 au lieu de sa surimpression régionale omniprésente par des cisaillements de type domaine 2 de tendance N- à NNE plaide pour le rajeunissement du grain structurel de tendance NE pendant le développement des modèles 2 et 3 malgré le (s) changement (s) potentiel (s) dans les conditions aux limites tectoniques par lesquelles la dernière aurait pu être déclenchée. Cela pourrait expliquer davantage les complexités cinématiques locales attendues à l'intérieur du domaine 1.

4 Modèle de déformation à l'échelle du craton

4.1 Modèles de tissu et de zone de cisaillement

Nous avons produit une nouvelle carte de zone de tissu / cisaillement du sWAC basée sur des trajectoires de tissu dérivées de données de foliation / clivage et de tissus lithologiques extraits de cartes géologiques et de photo-interprétation à l'aide du logiciel GoogleEarth™ (Fig. 6 et 7 a). Les principales zones de cisaillement ont été dessinées à partir des trajectoires du tissu de la même manière que la zone de cisaillement a été dérivée des tissus magnétiques dans le cas du Burkina Faso (figures 2 et 6).

Sur la base des modèles de zone de cisaillement à l'échelle du craton (Fig. 7 a), cinq provinces de déformation sont définies (Fig. 7 b). La province de Burghana a des tissus transpressifs et des zones de cisaillement à tendance NE cohérente (Fig. 7 b). La province ivoirienne est définie par un motif de zone de cisaillement en forme de losange couvrant la majeure partie de la Côte d'Ivoire (Fig. 7 b). Il s'agit de lentilles de cisaillement empilées de tendance N à NNE qui aboutissent dans le virage de retenue Bouroum-Goren au Burkina Faso (domaines 2 et 3 sur les figures 4 et 7b). La province archéenne est affectée par un modèle de zone de cisaillement fortement incurvé, convexe vers l'est (Fig. 7b). Le flanc sud de cet arc est constitué de cisaillements principalement dextre et le flanc nord par un système de cisaillement sinistral (Egal *et al.*, 2002; Fig. 7 b). La province hybride (Fig. 7 b) a subi principalement un métamorphisme de haute qualité éburnien (Pitra *et coll.*, 2010) et se compose d'une croûte archéenne retravaillée et d'une croûte hybride archéenne-birimienne (Kouamelan *et coll.*, 1997, 2018). Elle est affectée par des lentilles de cisaillement de tendance ENE pincées au sud de la province archéenne contre la province ivoirienne (Fig. 7 b). Deux lentilles de cisaillement de cette province (principalement birimiennes) peuvent être cartographiées au nord du contact entre les provinces archéennes et ivoiriennes (Caby *et coll.*, 2000 ; Thiéblemont, 2016 ; Fig. 7 b). La province guinéo-malienne correspond à un modèle de zone de cisaillement en éventail vers le nord entre les provinces archéennes et ivoiriennes (Fig. 7 b).

Fig. 6

Protocole de cartographie des zones de tissu / cisaillement à l'échelle du craton sud-ouest africain (Fig. 7 a) illustré sur la zone de la Comoé dans la région frontalière Côte d'Ivoire - Ghana (localisation sur la Fig. 1): (a) trajectoires du tissu tracées après des mesures de foliation, des tissus lithologiques à partir de cartes géologiques et des tissus photo-interprétés; (b) motif de zone de cisaillement interprétatif superposé aux trajectoires du tissu. Cartes sources: Bureau de Recherches Géologiques et Minières (1963), Eisenlohr (1989), Delor *et coll.* (1992, 1995), Adou *et coll.* (1995), Siméon *et coll.* (1995), Zeade *et coll.* (1995), Services de conseil et d'exploration Griffis, Watson Geophysics (1998), Zitzmann (1998), Commission géologique du Ghana (2008a, 2008b, 2008c).

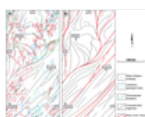
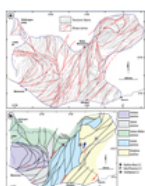


Fig. 7

(a) Carte de tissu / zone de cisaillement du craton sud-ouest africain après une compilation de données de tissu à partir de cartes géologiques publiées et de photo-interprétation (Fig. 6). Cette nouvelle carte permet d'affiner et de compléter la zone de cisaillement / motif de faille de Milési *et al.* (1989) et Thiéblemont (2016) (voir Fig. 1 pour comparaison); (b) Carte des provinces de déformation du craton du sud de l'Afrique de l'Ouest basée sur (a). La frontière entre les provinces guinéo-malienne et



4.2 Interprétation cinématique

On suppose que les premiers tissus régionaux orientés vers le NE ont affecté au moins la province ivoirienne en plus de la province de Burghana (K. Traoré, données non publiées; voir aussi la [figure 4](#)). Le développement du schéma de cisaillement ivoirien était dû au mouvement vers le nord-est du domaine de Kénéma-Man et au glissement dextre le long d'une large ceinture de déformation orientée NE appartenant à la province de Burghana ([Fig. 7 et 8](#)). Cette ceinture est appelée ci-après le méga cisaillement Burghana-Transamazonien (BT) car elle doit s'étendre vers le sud-ouest dans le bouclier guyanais où l'homologue sud-américain de l'orogène éburnienne est appelée transamazonienne (eg, [Ledru et al. , 1994](#) ;[Vanderhaeghe et coll. , 1998](#)). Le BT méga marque de cisaillement au contact du sud-est de l'orogène avec un contrefort archéenne ([Feybesse et Milesi, 1994](#) ; [Ledru . Et al , 1994](#) ; . [La figure 8](#)) qui peut être au moment où le craton Congo (par exemple,[Lompo, 2009](#)). Les études structurales du méga cisaillement BT attestent d'une histoire de déformation longue et localement complexe ([Perrouty et coll. , 2012](#) ; [McFarlane et coll. , 2019](#) et références). Mais l'interférence systématique entre le cisaillement inverse et le cisaillement antidérapant ([Ledru et al. , 1994](#) ;[Feybesse et coll. , 2006](#)) plaide en faveur d'une partition de déformation dans le temps et dans l'espace lors d'une transpression longue ou répétée ([Eisenlohr et Hirdes, 1992](#)) comparable au domaine 1 du Burkina Faso ([figures 1 et 4](#)). L'analyse de déformation d'une bande de 80 km de large du méga cisaillement BT nord-ouest suggère > 400 km de dextre de cisaillement simple ([Jessell et al. , 2012](#)), ce qui est cohérent avec le modèle de déviation des tissus et des zones de cisaillement de la province ce contact et le glissement dextre net suggéré par notre reconstruction ([Fig. 6 - Fig. 6, 7a et 8](#)).

La collision avec le domaine de Kénéma-Man a entraîné la croissance des duplex de bordereaux de frappe NS de la province ivoirienne tandis que la province de Burghana a conservé son grain structural orienté vers le nord-est (par exemple, domaine 1 versus domaine 2 au Burkina Faso; [Fig.4](#)). Cinématique sinistrale des portions orientées N des zones de cisaillement de la province ivoirienne (ex.[Mortimer, 1992](#) ;[Vidal et coll. , 1996](#) ;[Gasquet et coll. , 2003](#) ; [Grenholm et coll. , 2019](#)) a accommodé un glissement conjugué par rapport au méga cisaillement BT et à la zone de cisaillement Banfora-Mana ([Fig.7 b](#)), contribuant au raccourcissement et à l'extrusion vers le nord-est de la province ([Fig.8](#)). Cette extrusion a finalement été absorbée au Burkina Faso par une fuite entre les zones de cisaillement de Fada N'Gourma et Ouahigouya (voir aussi [Grenholm et al. , 2019](#)) et la formation du coude de retenue sinistral Bouroum-Goren à la pointe du losange ivoirien ([Fig. 7 et 8](#)).

Une flexion excessive du motif de cisaillement arqué dans la province archéenne est suggérée lors de la collision avec la croûte birimienne ([Fig. 8](#)), résultant en une orocline apparente. La flexion était associée à un épaissement crustal transpressional et à un métamorphisme de haut grade ([Pitra et al. , 2010](#)) dans le domaine sud-est de Kénéma-Man, tandis qu'un magmatisme volumineux et une transpression sinistrale se produisaient le long du flanc nord du virage ([Égal et coll. , 2002](#) ; [Eglinger et coll. , 2017](#)). L'exhumation des terrains à haute teneur dans les provinces archéennes et hybrides est probablement liée à un épaissement transpressional et / ou à une fuite latérale des deux côtés de la zone de contact entre les provinces archéennes et ivoiriennes ([Fig.8](#)). La province guinéo-malienne a développé un modèle de zone de cisaillement principalement indicatif de l'extrusion vers le nord à partir de la zone de collision entre les provinces archéennes et ivoiriennes (par exemple, [Feybesse et Milesi, 1994](#) ; [Fig. 8](#)). La reconstruction cinématique implique qu'une convergence NS importante (> 200 km) doit être absorbée à la marge nord du domaine de Kénéma-Man suite au glissement le long du méga cisaillement BT ([Fig.8](#)). Cela aurait pu nécessiter une subduction le long de cette frontière pour absorber cette convergence (voir [Eglinger et al. , 2017](#) et [Wane et al. , 2018](#) pour des scénarios pétro-géodynamiques récents).

La déformation de chaque province birimienne était principalement contrôlée par sa position dans l'orogène. Le méga cisaillement BT est resté une frontière rectiligne de l'orogène. Le reste de la province de Burghana a conservé son grain tectonique Eoeburnéen orienté NE dominant lors de la collision avec le domaine de Kénéma-Man car il était le plus éloigné de la zone de collision ([fig. 7 et 8](#)). Un déplacement de l'activité plutonique felsique à l'âge de pointe, du plus âgé au plus jeune, est documenté dans la zone de cisaillement d'Ouahigouya ([Block et al. , 2016a](#)) et la zone de cisaillement de Banfora-Mana ([Parra-Avila et al. , 2017](#)) ([Fig.7b](#)). Cela suggère également des contrastes de rigidité entre les provinces de Burghana (en dehors du méga cisaillement BT), ivoirienne et guinéo-malienne qui pourraient également expliquer leur comportement mécanique / cinématique contrasté lors de la collision. Le modèle de déformation finie sWAC a été acquis principalement à partir de ca. 2140 Ma et plus. La déformation régionale, la localisation des déformations sur les zones de cisaillement et le plutonisme ont duré jusqu'à env. 2060 Ma avec un jeune âge global en plutonisme vers le contact collisionnel avec le domaine de Kénéma-Man ([Grenholm et al. , 2019](#)).

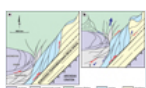


Fig. 8

Modèle cinématique des derniers stades de développement de l'orogène éburnien du craton sud-ouest africain. Le méga cisaillement Burghana-Transamazonien et le craton archéen attendant ont été pris comme stationnaires dans cette reconstruction: (a) raccourcissement précoce de l'orogène par le domaine de Kénéma-Man contre le méga-cisaillement Burghana-Transamazonien: nucléation du motif de zone de cisaillement en losange ivoirien ; (b) configuration finale: raccourcissement de la pastille de cisaillement ivoirienne et extrusion vers le nord du domaine guinéo-malien; extrusion vers le sud-ouest (?) de la croûte hybride de haute qualité du domaine de Kénéma-Man.

5 Importance des modèles de zones de cisaillement à grande échelle: une discussion

Bien que les schémas régionaux et à l'échelle du craton des zones de déformation et de cisaillement du sWAC aient évolué sur des dizaines de millions d'années, leur interprétation géométrique fournit des contraintes cinématiques de premier ordre sur l'évolution du système orogénique. Le sWAC est imprimé par un raccourcissement transpressif inhomogène en vrac enregistré par des réseaux anastomosés de zones de cisaillement raides et de tissus planaires régionaux abruptes. Les cisailles anastomosées définissent les lentilles de cisaillement jusqu'à env. 150 et 300 km de longueur respectivement à l'échelle régionale et cratonique. La connectivité des réseaux de cisaillement implique des décalages horizontaux et verticaux limités des cisaillements individuels. Le caractère conjugué et majoritairement symétrique de la vue cartographique des lentilles de cisaillement montre que l'étirement horizontal latéral avec une composante coaxiale de déformation est significatif. (Choukroune *et coll.*, 1995 ; Gapais *et coll.*, 2005 ; Cagnard *et coll.*, 2006a, 2006b ; Cruden *et coll.*, 2006 ; Chardon *et coll.*, 2009 ; Harris et Bédard, 2014). Au lieu de grands déplacements localisés, les réseaux de zones de cisaillement ont accueilli une déformation en vrac et absorbé des incohérences cinématiques générées par des instabilités ou des hétérogénéités dans le modèle d'écoulement crustal. Seules quelques zones de cisaillement rectiligne très longues (> 300 km) telles que le méga cisaillement BT peuvent avoir permis un déplacement d'importance tectonique primordiale entre les provinces de déformation (Fig. 8).

5.1 Affinage des schémas de zone de cisaillement: conséquences cinématiques

La cartographie des tissus tectoniques a permis d'affiner les schémas régionaux des zones de cisaillement. Les informations cinématiques extraites de ces modèles peuvent être ignorées par la cartographie géologique conventionnelle ou la géologie structurale locale, comme illustré dans l'exemple du cas du Burkina Faso. Notre carte (Fig.3 et 7) indique que les branches du système de cisaillement Banfora-Mana (Fig.7b) ne se terminent pas au centre du Burkina Faso comme le montre la figure 1 mais fusionnent et se ramifient sur la zone de cisaillement de Ouahigouya (voir Castaing *et al.* (2003) , figures 3 et 7 b). Au lieu d'être les dernières fonctionnalités tectoniques (D3) du sWAC comme le prétendait à l'origine Milési *et coll.* (1989) , ces zones de cisaillement dextre ont coexisté avec NS, principalement des conjugués sinistres dans le losange de cisaillement ivoirien interconnecté (figures 1 et 7). Ces cisaillements dextre n'auraient donc pas pu faire pivoter la ceinture de roches vertes de Goren et la zone de cisaillement (Fig.3) de NS à NW-SE comme suggéré par Feybesse *et coll.* (1990) . Hein (2010) a interprété la transpression dextre dans la zone de cisaillement de Goren (figures 3 et 5) comme étant due à une phase régionale Eoeburnienne (c.-à-d. «Tangaeen») de failles inverses SW-vergentes Tshibubudze *et coll.*, 2009). Cependant, le schéma de butée du domaine 1 de tissus contre la zone de cisaillement Goren (figures 3. - 5) indique que le domaine 1 des tissus de NE-tendances ont dû préexister la zone de cisaillement (et l' acquisition de la tendance NW Goren). La zone de cisaillement de Goren ne peut donc pas être une caractéristique Eoeburnienne. Le modèle de courbure de retenue sinistrale semble donc mieux rendre compte du modèle régional de déformation finie et des observations cinématiques de terrain effectuées au centre du Burkina Faso. Pour Feybesse *et al.* (1990), les plis raides et isoclinaux dans les ceintures de roches vertes ont été à l'origine produits par la tectonique de poussée à faible angle d'Eoeburnean. Pourtant, si les premiers tissus omniprésents d'étendue régionale au Burkina Faso devaient préférentiellement être conservés dans le domaine 1 (Fig.4), les preuves d'une déformation régionale cinématiquement distincte encore plus précoce (Eoeburnean) - le cas échéant - seraient insaisissables compte tenu de l'empreinte de transpression durable le long du grain structural NE.

5.2 L'approche de la phase de déformation

Le présent travail suggère que l'approche de la phase de déformation qui ne prendrait pas en compte les schémas structuraux à grande échelle (100-1000 km) pourrait être trompeuse, car des configurations cinématiques apparemment complexes résultent d'interactions entre les zones de cisaillement (par exemple, Fig. 5) . classiquement être systématisée comme une série d'événements de déformation. Mais plus généralement, l'approche par phases serait trompeuse pour quatre raisons. La première raison est que même un seul épisode de cisaillement simple progressif peut générer la superposition de classes apparemment incompatibles de schistosités, veines et plis qui tournent différenciellement lors de la

déformation (Brun et Choukroune, 1981) ainsi que des modèles de zone de cisaillement conjugués (Harris et Cobbold, 1985). Le cisaillement simple génère également des cisailles C 'obliques sur les tissus suivant la direction de cisaillement en vrac (Berthé et coll., 1979). Dans certains cas, l'approche par phase conduirait à interpréter les cisaillements C 'd'affleurement ou à l'échelle de la carte comme résultant d'un événement de déformation plus jeune que la déformation de cisaillement qui les a réellement produits et sans lien cinématique avec celui-ci. Les cisailles C', en tant que caractéristiques de refroidissement syn, sont en effet généralement fragiles-ductiles et contrastent avec les tissus de cisaillement simples qu'elles affectent. Une telle coexistence de structures fragiles et ductiles lors d'une déformation progressive a tendance à être ignorée dans l'approche de phase. La deuxième raison de contester l'approche structurelle de phase est la répartition des déformations tridimensionnelle omniprésente entre le cisaillement antidérapant, le cisaillement inverse et les tissus planaires et linéaires qui coexistent dans des contextes transpressifs (Hudleston et coll., 1988; Tikoff et Teyssier, 1994; Gapais et coll., 2005, Gapais, 2018; Harris et Bédard, 2014). La troisième raison est qu'en privilégiant une approche de phase locale, on a tendance à ne pas considérer la diversité cinématique spatiale des localités comme faisant partie d'un schéma de déformation progressif / massif qui serait cohérent à l'échelle régionale (des exemples d'intégration cinématique régionale sont fournis, pour par exemple, par Martelat et al., 2000; Gapais et al., 2005; Harris et Bédard, 2014; Cochelin et coll., 2017). La dernière et la quatrième raison est qu'il faut tenir compte de la rotation des tissus et des zones de cisaillement et du zipping / décompression des zones de cisaillement (Platt et Passchier, 2016) lors de l'historique de déformation des structures régionales (ex: pli de Bouroum-Goren; Fig.5). Ces processus conduiraient généralement à une inversion du sens de cisaillement le long des zones de cisaillement dans le temps et / ou à des sens de cisaillement spatialement contradictoires le long des zones de cisaillement individuelles à un moment donné, nonobstant le fait que la composante de cisaillement pure de la transpression a tendance à générer des cisaillements conjugués zones de cisaillement individuelles.

L'analyse dynamique, sur laquelle repose implicitement l'approche par phases, serait donc d'une valeur limitée (Tikoff et Wojtal, 1999; Gapais et coll., 2000) pour déduire des directions de raccourcissement dans des systèmes de cisaillement tels que celui du sWAC (voir Grenholm et al., 2019 pour une compilation de ces directions). Le concept d'orogénèse épisodique éburnienne (Block et al., 2016b; McFarlane et al., 2019) dérivée de telles analyses repose sur des historiques de déformation inutilement complexes et non testables, qui sont basés sur des scénarios à 5/7 phases ignorant la partition de la déformation convergente prolongée qui a conduit au modèle de déformation fini. Seuls les artefacts structuraux qui ne rentreraient certainement pas dans le modèle de déformation finie pourraient fournir des indices sur une histoire tectonique précoce, mais la distorsion et la rotation qu'ils ont dû subir seraient difficiles à prendre en compte.

5.3 Signification tectonique des modèles de zone de cisaillement

Sur la carte (par exemple, figure 7 a), les tissus et les zones de cisaillement suivent respectivement la composante horizontale de l'allongement fini et les lignes sans allongement fini (Gapais et al., 1987, 1991). Ainsi, ils n'ont pas de relations simples avec le degré de cloisonnement par glissement ou de sens de cisaillement le long des zones de cisaillement ou avec un vecteur de convergence en champ lointain. NW-tendance raccourcissement déduite des données locales sur les provinces et ivoiriennes Burghana (Grenholm et al., 2019; . La figure 7 b) représente la tendance NE assez cohérente des tissus (figure 7. A). Cette tendance de tissu enregistre en fait la composante de cisaillement pur de la transpression parallèle au méga cisaillement BT délimitant l'orogène (par exemple, figure 10 a), et non la convergence réelle avec le craton sud-est. Le déplacement relatif entre le domaine Kénéma-Man et le craton sud-est serait de tendance E ou NE (par exemple, Fig.8), au lieu de la tendance NW telle que déduite comme normale aux tissus de tendance NE (Grenholm et al., 2019). Par conséquent, la répartition des contraintes à l'intérieur et aux marges de l'orogène empêche la récupération de la cinématique de plaque convergente et le sens de glissement sur une zone de cisaillement n'a pas de relation simple avec le vecteur de convergence relative. En d'autres termes, les modèles de zone de cisaillement sont indicatifs des régimes d'écoulement à l'intérieur de l'orogène, qui sont principalement imposés par la forme des provinces rigides convergentes vers la lithosphère birimienne molle.

5.4 Processus orogéniques éburniens

Exhumation extensionnelle par convergence syn de la croûte inférieure partiellement fondue (p. Block et coll., 2015, 2016b; McFarlane et coll., 2019) a eu lieu à un angle faible avec les tendances structurelles régionales dans le sWAC, attestant de l'implication de la croûte inférieure dans le processus d'écoulement latéral (par exemple, Chardon et coll., 2011). L'exhumation était également autorisée malgré la convergence dans des sites cinématiquement favorables à une exhumation transtensionnelle (ex: Cochelin et al., 2017) comme la jonction des zones de cisaillement régionales (par ex., Entre les zones de cisaillement de Ouahigouya et Fada N'Gourma; Block et al., 2016b; la figure 7. b). L'écoulement latéral est interprété comme ayant compensé une partie de l'épaississement crustal de la croûte molle birimienne.

La question de savoir si la déformation Eoeburnienne précoce pourrait se produire par empilement de poussée à faible angle de tranches de croûte mafique et de supracrustales ou déjà par transpression abrupte reste une question ouverte. Le premier processus tectonique pourrait expliquer les géothermes apparentes

HP-LT précoces enregistrées par les roches vertes (Ganne *et coll.*, 2012, 2014 ; Block *et coll.*, 2015). Mais l'enterrement transpressional des supracrustaux par la tectonique pop-down (Gapais *et coll.*, 2014 ; Gapais, 2018) et l'extrusion ascendante ultérieure (Thompson *et coll.*, 1997) pourrait aussi bien et serait compatible avec une transpression précoce et durable menant au modèle structural fini sWAC. Si les trajectoires PTt des supracrustales birimiennes peuvent «rappeler les orogènes de collision modernes» (McFarlane *et al.*, 2019), le modèle structural transpressif omniprésent de l'orogène éburnien ne compare pas du tout les modèles de poussée ou d'effondrement gravitationnel des ceintures de collision variscales ou alpines. .

6 Configuration de l'orogène Eburnean-Transamazonian

La carte de zone de cisaillement mise à jour du sWAC (Fig. 7 a) a conduit à une nouvelle reconstruction de l'orogène Eburnean-Transamazonian entre le sWAC et la Guyane traversée de l'océan Atlantique équatorial (Fig. 9). Les reconstructions existantes (par exemple, Feybesse et Milesi, 1994 ; Ledru *et al.*, 1994) étaient basées sur un ajustement pré-rift de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. Ils n'ont pas considéré le déplacement relatif néoprotérozoïque entre les deux cratons (Fig. 9 a) suggéré par les données paléomagnétiques. Onstott et Hargraves (1981) et Onstott *et coll.* (1984) ont en effet calculé ca. 1000 km de translation sinistrale des cratons parallèles à la ceinture mobile panafricaine Rokolides-Paraguay pour permettre à la fois d'aligner les zones de cisaillement de Guri et de Sassandra et de fusionner les paléopôles discordants des deux localités birimiennes illustrées à la figure 9 a. Reconstruction ultérieure de Nomade *et coll.* (2003) ont relié la zone de cisaillement de Guri à la zone de cisaillement de Sassandra et les zones de cisaillement de Pisco-Jurua à la zone de cisaillement de Brobo (Fig. 9 a). Mais cette reconstruction a généré des incohérences dans le schéma de déformation transatlantique éburnien (Nomade *et al.*, 2003) et était incompatible avec la géométrie de la ceinture mobile panafricaine. En effet, le bouclier guyanais serait sectionné au milieu par la ceinture mobile dans cette reconstruction, alors qu'il devait se trouver au sud-ouest de la ceinture avant le néoprotérozoïque. De plus, la zone de cisaillement Brobo, qui est coupée par le méga cisaillement BT (Fig. 8 et 9), ne pouvait pas s'étendre vers le sud dans la zone de cisaillement de Pisco-Jurua et sa ceinture de granulite flanquante qui forment la dernière structure (<2,05 Ga) coupant tout le bouclier guyanais (Delor *et coll.*, 2003a ; Kroonenberg *et coll.*, 2016).

La nouvelle reconstruction (Fig. 9 b) est basée sur un ajustement continental pré-rift récent prenant en compte la déformation extensionnelle syn-rift des marges continentales (Ye *et al.*, 2017) et une corrélation structurale qui permet d'aligner le plus long et le plus couloir de cisaillement rectiligne dans le bouclier guyanais avec le méga cisaillement BT. Ce couloir de cisaillement est flanquée à la SE par (ou ordinateurs) une unité archéenne Carajas-Imataca (par exemple, Delor *et al.*, 2003b ; Cordani *et al.*, 2006 ; . La figure 10 b), en accord avec l'comportant BT méga cisaillement interagit avec un craton archéen situé au SE (Fig. 8). Notre reconstruction serait également cohérente avec le méga cisaillement BT étant le seul hôte de gisements d'or hébergés par des conglomérats (de type Tarkwa; par exemple, Frimmel, 2014) dans l'orogène (Fig. 9 b). La restauration nécessite une rotation de 37 ° dans le sens antihoraire du shied guyanais, 270 km de glissement sinistral net le long de la ceinture mobile, et implique 1080 km de déport sinistral des sites paléomagnétiques d' Onstott et Hargraves (1981) parallèlement à la ceinture mobile (Fig. 9 b). La reconstruction proposée tient donc compte:

- une corrélation structurale-géologique Eburnean-Transamazonian mise à jour;
- données paléo-magnétiques paléoprotérozoïques;
- une mise à jour de l'ajustement pré-rift équatorial de l'Afrique et de l'Amérique du Sud.

La nouvelle reconstruction a permis de compiler une carte structurale à l'échelle du craton ouest-africain et du bouclier guyanais (Fig. 10 a) sur la base des travaux actuels et des données géophysiques compilées et interprétées par Jessell *et al.* (2016) . Cette carte montre que la partie ouest de l'orogène éburnien-transamazonien est voûtée suite à l'indentation de deux provinces archéennes (Fig. 10 a). L'orogène est pincé au sud entre le méga cisaillement BT et la zone de cisaillement Pisco-Jurua, ce dernier ayant agi comme une structure tardive rétrécissant l'orogène (Fig. 9 et 10). Un pincement symétrique est suggéré à l'extrémité nord de l'arc bien que plus tardif que dans le sWAC, comme le suggèrent les données géochronologiques (Grenholm *et al.*, 2019). Le nouveau modèle à l'échelle orogène expliquerait la fuite / extrusion vers le nord de la croûte guinéo-malienne dans la partie centrale de l'arc orogénique où elle serait la plus large (Fig. 8 et 10 b). La poursuite de l'orogène au sud de la zone de la carte de la figure 10 en tant que méga-boudin éburnien n'est pas exclue.

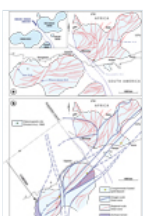


Fig. 9

Corrélation transatlantique Eburnean-Transamazonian (dans le cadre de référence Afrique actuel): (a) configuration à la fin du Paléozoïque basée sur l'ajustement pré-rift Afrique-Amérique du Sud de l'océan Atlantique équatorial de Ye *et coll.* (2017) . Le modèle de zone de cisaillement en Amérique du Sud a été compilé principalement après Gibbs et Baron (1993), Delor *et coll.* (2003b) et Cordani *et coll.* (2006) . L'encart

montre la position relative des cratons et de la ceinture mobile panafricaine; (b) reconstruction de l'orogène Eburnean-Transamazonian avant la formation néoprotérozoïque de la ceinture mobile Rokelides - Paraguay (voir le texte pour plus d'explications). La reconstruction implique la fermeture en forme de ciseau d'un océan panafricain accompagnant la rotation horaire du bouclier guyanais et un mouvement latéral droit limité (<300 km) le long de la ceinture mobile lors de la collision panafricaine. La fermeture en forme de ciseau d'un «océan Rokelides» expliquerait pourquoi une zone de suture est imagée le long du segment orienté NNE de l'orogène (sud de Labé; [Ponsard et coll. , 1988](#)), alors qu'une telle suture est contestée à la suite du SE (région de Monrovia; [Williams et Culver, 1988](#)).

Fig. 10



(a) Schéma structural de l'orogène Eburnean-Transamazonian. Les tissus sont en noir et les zones de cisaillement en rouge. Tissus en Afrique (adapté de [Jessell et coll. , 2016](#)) proviennent de l'interprétation conjointe de l'anomalie gravimétrique de Bouguer de longueur d'onde moyenne (> 30 km) et des données magnétiques dans les croûtes archéennes et birimiennes exposées et enfouies. Les zones de cisaillement du bouclier de Reguibat (affleurement nord du craton ouest-africain) sont adaptées de [Milési et coll. \(2010\)](#) ; (b) modèle tectonique correspondant (même cadre que la figure 10 a).

7. Conclusions

Les zones de cisaillement à l'échelle régionale (100-1000 km de long) de l'orogène d'accrétion éburnien sont disposées sous la forme d'un réseau anastomosé transpressional qui a permis un raccourcissement distribué de longue durée et un écoulement latéral de la lithosphère birimienne chaude entre les provinces archéennes convergentes de Kénéma-Man et du Congo . Les modèles d'interférence dans le réseau de cisaillement étaient dus aux interactions entre les zones de cisaillement et à la partition tridimensionnelle de la transpression progressive qui absorbait les hétérogénéités dans l'écoulement orogénique et maintenait la connectivité du réseau. L'exemple éburnien montre que la cartographie des modèles de déformation finie et de zone de cisaillement à partir de trajectoires de tissu tectonique est un outil précieux pour déduire une cinématique à l'échelle orogène et appelle à la prudence dans l'utilisation de l'approche de phase locale dans l'analyse structurale sans considérer la «vue d'ensemble».

Remerciements

Ce travail a été soutenu par l'IRD (JEA1 FasoLith). Les images aéromagnétiques ont été fournies par le BUMIGEB (Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina). Nous remercions Augustin Sebgo pour son aide dans le cadre de l'étude. Nous remercions également Mark Jessell, Lenka Baratoux et Stéphane Perrouy pour le partage des cartes géologiques du sWAC. Les critiques de Nicolas Thébaud et d'un arbitre anonyme ont permis de recadrer le manuscrit.

Les références

- Abouchami W, Boher M, Michard A, Albarède F, 1990. Un événement majeur de 2,1 Ga de magmatisme mafique en Afrique de l'Ouest - Un stade précoce d'accrétion crustale. *J Geophys Res - Solid Earth* 95: 17605–17629. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Adou M, Delor C, Siméon Y, et al. 1995. Carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000: Abengourou. *Direction des Mines et de la Géologie* . [[Google Scholar](#)]
- Baratoux L, Metelka V, Naba S, Jessell MW, Grégoire M, Ganne J. 2011. Évolution de la croûte paléoprotérozoïque juvénile au cours de l'orogénèse éburnienne (similaire à 2,2–2,0 Ga), ouest du Burkina Faso. *Precambrian Res* 191: 18–45. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Bedeaux P, Pilote P, Daigneault R, Rafini S. 2017. Synthèse de l'évolution structurale et de la minéralisation aurifère associée de la faille Cadillac, Abitibi, Canada. *Ore Geol Rev* 82: 49–69. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Berthé D, Choukroune P, Gapais D. 1979. Orientation préférentielle du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull Mineral* 102: 265-272.

[\[Google Scholar\]](#)

Betts P, Williams H, Stewart J, Ailleres L. 2007. Analyse cinématique des données aéromagnétiques: examen des données géophysiques dans un contexte structural. *Gondwana Res* 11: 582-583.

[\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Block S, Baratoux L, Zeh A, *et al.* 2016a. Formation et stabilisation de la croûte juvénile paléoprotérozoïque dans le sud-est du craton ouest-africain (Ghana); nouvelles connaissances issues des données et de la géochimie du zircon U-Pb-Hf. *Precambrian Res* 287: 1-30. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Block S, Ganne J, Baratoux L, *et al.* 2015. Contraintes pétrologiques et géochronologiques sur l'exhumation de la croûte inférieure au cours de l'orogénèse paléoprotérozoïque (éburnienne), NWGhana, craton ouest-africain. *Précambrien Res* 33: 463-494. [\[Google Scholar\]](#)

Block S, Jessell M, Ailleres L, *et al.* 2016b. Exhumation de la croûte inférieure au cours de l'orogénèse paléoprotérozoïque (éburnienne), nord-ouest du Ghana, craton ouest-africain: interaction de la déformation contractionnelle contemporaine et de l'effondrement gravitationnel extensif. *Precambrian Res* 274: 82-109. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Boher M, Abouchami O, Michard A, Albarède F, Arndt NT. 1992. Croissance crustale en Afrique de l'Ouest à 2,1 Ga. *J Geophys Res - Solid Earth* 97: 345-369. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bonnard LF, Kagambega N, équipe SYSMIN. 2003. Carte géologique du Burkina Faso au 1/200 000: P6, NC-30-XXIII. *BRGM*. [\[Google Scholar\]](#)

Brun JP, Choukroune P. 1981. Déformation progressive et structures crustales. *Rev Geogr Phys Geol Dyn* 23: 177-193. [\[Google Scholar\]](#)

Bureau de Recherches Géologiques et Minières. 1963. Carte Géologique de reconnaissance de la Côte d'Ivoire au 1/500 000: Katiola. *Direction des Mines et de la Géologie*. [\[Google Scholar\]](#)

Caby R, Delor C, Agoh O. 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'Ivoire): rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *J Afr Earth Sci* 30: 351-374. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Cagnard F, Durrieu N, Gapais D, Brun JP, Ehlers C. 2006a. Épaississement crustal et écoulement latéral lors de la compression de lithosphères chaudes, avec une référence particulière à l'époque précambrienne. *Terra Nova* 18: 72-78. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Cagnard F, Brun JP, Gapais D. 2006b. Modes d'épaississement des lithosphères faibles analogiques. *Tectonophysics* 421: 145-160. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Castaing C, Billa M, Milési JP, *et al.* 2003. Carte géologique et minière du Burkina Faso au 1/1 000 000. *BRGM-BUMIGEB*. [\[Google Scholar\]](#)

Chardon D, Choukroune P, Jayananda M. 1996. Schémas de contrainte, décollement et terrains de roches vertes affaissées naissantes dans le craton archéen de Dharwar (sud de l'Inde). *J Struct Geol* 18: 991-1004. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Chardon D, Gapais D, Cagnard F. 2009. Flux d'orogènes ultra-chauds: une vue du Précambrien, indices pour le Phanérozoïque. *Tectonophysics* 477: 105-118. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Chardon D, Grimaud JL, Beauvais A, Bamba O. 2018. Frontons latéritiques ouest-africains: processus d'évolution relief-régolithe et pièges de l'exploration minérale. *Earth-Sci Rev* 179: 124-146. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Les juges Chardon D, Jayananda M, Chetty TRK et Peucat. 2008. Schémas de déformation et de zone de cisaillement du continent précambrien: cas du sud de l'Inde. *J Geophys Res - Solid Earth* 113: B08402. [\[Google Scholar\]](#)

Les Juges Chardon D, Jayananda M et Peucat. 2011. Flux constrictionnel latéral de la croûte orogénique chaude: aperçus du Néoarchéen du sud de l'Inde, implications géologiques et géophysiques pour les plateaux orogéniques. *Geochem Geophys Geosyst* 12: Q02005. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Chèvremont P, Donzeau M, Le Métour J, *et al.* 2003. Carte géologique du Burkina Faso au 1/200 000: Koudougou, ND-30-IV. *BRGM*. [[Google Scholar](#)]

Choukroune P, Bouhallier H, Arndt NT. 1995. Lithosphère molle pendant les périodes de croissance de la croûte archéenne ou de remaniement de la croûte. *Spec Publ Geol Soc* 95: 67–86. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Cochelin B, Chardon D, Denèle Y, Gumiaux C, Le Bayon B. 2017. Partitionnement des déformations verticales en croûte varisque chaude: Syn-convergence évanescente des Pyrénées dans la syntaxe ibéro-armoricaine. *Bull Soc Geol Fr* 188: 39. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Cordani UG, Ramos VA, Fraga LM *et al.* 2006. Carte tectonique de l'Amérique du Sud à l'échelle 1: 5 900 000. *Commission de la carte géologique du monde*. [[Google Scholar](#)]

Cruden AR, Nasser MHB, Pysklywec R. 2006. Topographie de surface et variation de déformation interne dans de larges orogènes chauds à partir de modèles d'étaux analogiques tridimensionnels et numériques bidimensionnels. *Geol Soc Spec Publ* 253: 79–104. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Debat P, Nikiema S, Mercier A, *et al.* 2003. Une nouvelle contrainte métamorphique pour l'orogénèse éburnienne des formations paléoprotérozoïques du bouclier de l'Homme (pays d'Aribinda et Tampilga, Burkina Faso). *Precambrian Res* 123: 47–65. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Delor C, Diaby I, Siméon Y *et al.* 1992. Carte géologique de la Côte d'Ivoire au 1/200 000: Grand-Bassam. *Direction des Mines et de la Géologie*. [[Google Scholar](#)]

Delor C, Siméon Y, Vidal M *et al.* 1995. Carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000: Nassian. *Direction des Mines et de la Géologie*. [[Google Scholar](#)]

Delor C, de Roeber EWF, Lafon JM, *et al.* 2003a. La ceinture granulitique ultra haute température de Bakhuys (Suriname): étirement de la croûte transamazonienne dans le cadre révisé du bouclier guyanais. *Géol Fr* (2-3-4): 207–230. [[Google Scholar](#)]

Delor C, Lahondère D, Egal E, *et al.* 2003b. Croissance et remaniement de la croûte transamazonienne révélés par la carte géologique de la Guyane à l'échelle 1: 500 000 (2e édition). *Géol Fr* (2-3-4): 5–57. [[Google Scholar](#)]

Dewey JF, Holdsworth RE, Strachan RA. 1998. Zones de transpression et de transtension. *Spec Publ Geol Soc* 135: 1–14. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Duguet M, Lin S, Davis DW, Corkery MT, McDonald J. 2009. Transpression de longue durée dans la ceinture de roches vertes archéenne de la rivière Bird, ouest de la province du Supérieur, sud-est du Manitoba. *Precambrian Res* 174: 381–407. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Égal E, Thieblemont D, Lahondère D, *et al.* 2002. Granitisation et tectonique de l'éburnien tardif le long de la marge ouest et nord-ouest du domaine archéen Kenema-Man (Guinée, craton ouest-africain). *Precambrian Res* 117: 57–84. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Eglinger A, Thébaud N, Zeh A *et al.* 2017. Nouvelles connaissances sur la croissance crustale de la marge paléoprotérozoïque du domaine archéen Kénéma-Man, craton ouest-africain (Guinée): implications pour le système minéral aurifère. *Precambrian Res* 292: 258–289. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Eisenlohr BN. 1989. La géologie structurale des roches birimiennes et tarkwaiennes au Ghana. *Rapport BGR* 106: 448. [[Google Scholar](#)]

Eisenlohr BN, Hirdes W. 1992. Le développement structurel des roches birimiennes protérozoïques et tarkwaiennes du sud-ouest du Ghana, Afrique de l'Ouest. *J Afr Earth Sci* 14: 313–325. [[CrossRef](#)]

[\[Google Scholar\]](#)

Feybesse JL, Billa M, Guerrot C, *et al.* 2006. La province ghanéenne paléoprotérozoïque: modèle géodynamique et contrôle du minerai, y compris la modélisation des contraintes régionales. *Precambrian Res* 149: 149–196. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Feybesse JL, Milesi JP. 1994. La Zone de Contact Archéenne / Protérozoïque en Afrique de l'Ouest - une ceinture de montagnes de décollement poussant et se repliant sur une marge continentale liée à la convergence de 2,1 Ga des cratons archéens. *Precambrian Res* 69: 199-227. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Feybesse JL, Milesi JP, Ouédraogo MF, Prost A. 1990. La «ceinture» protérozoïque inférieure de Boromo-Goren (Burkina Faso): un exemple d'interférence entre deux phases transcurrentes éburnéennes. *CR Acad Sci Paris* 310: 1353–1360. [\[Google Scholar\]](#)

Fontaine A, Eglinger A, Ada K *et al.* 2017. Géologie du gisement d'or polyphasé de classe mondiale Kiaka, Craton ouest-africain, Burkina Faso. *J Afr Earth Sci* 126: 96–122. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Frimmel HE. 2014. Un épisode d'enrichissement en or crustal mésoarchéen géant: causes et conséquences possibles pour l'exploration. *Soc Econ Geol Spec Publ* 18: 209–234. [\[Google Scholar\]](#)

Ganne J, De Andrade V, Weinberg RF *et coll.* 2012. Subduction de plaques de style moderne préservée dans le craton paléoprotérozoïque ouest-africain. *Nature Geosci* 5: 60–65. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Ganne J, Gerbault M, Block S. 2014. Modélisation thermomécanique de l'exhumation de la croûte inférieure - Contraintes à partir de l'enregistrement métamorphique de l'orogénèse paléoprotérozoïque éburnienne, craton ouest-africain. *Precambrian Res* 243: 88–109. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Gapais D. 2018. Relations tectonique-minéralisation dans les lithosphères continentales faibles: un nouveau cadre structurel pour les cratons précambriens. *BSGF-Earth Sci Bull* 189: 14. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Gapais D, Balé P, Choukroune P, Cobbold PR, Mahjoub Y, Marquer D. 1987. Cinématique en vrac à partir de modèles de zones de cisaillement - Quelques exemples de terrain. *J Struct Geol* 9: 635–646. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Gapais D, Fiquet G, Cobbold PR. 1991. Domaines du système Slip. 3. Nouvelles connaissances en cinématique des défauts à partir des expériences sandbo à déformation plane. *Tectonophysics* 188: 143–157. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Gapais D, Cobbold PR, Bourgeois O, Rouby D, de Urreiztieta M. 2000. Signification tectonique des données de faille. *J Struct Geol* 22: 881–888. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Gapais D, Potrel A, Machado N, Hallot E. 2005. Cinématique de la transpression paléoprotérozoïque de longue durée dans la ceinture de nickel de Thompson, Manitoba, Canada. *Tectonique* 24: TC3002. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Gapais D, Jaguin J, Cagnard F, Boulvais P. 2014. Tectonique pop-down, canalisation de fluides et gisements de minerai dans d'anciens orogènes chauds. *Tectonophysics* 618: 102–106. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Gasquet D, Barbey P, Adou M, Paquette JL. 2003. Structure, géochimie des isotopes Sr-Nd et géochronologie U-Pb du zircon des granitoïdes de la région de Dabakala (Côte d'Ivoire): preuve d'un événement de croissance crustale de 2,3 Ga dans le Paléoprotérozoïque de l'Afrique de l'Ouest? *Precambrian Res* 127: 329–354. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Commission géologique du Ghana. 2008a. Carte géologique du Ghana à l'échelle 1: 100 000: feuille 0503B. *GGS, CGS, BRGM, GSD*. [\[Google Scholar\]](#)

Commission géologique du Ghana. 2008b. Carte géologique du Ghana à l'échelle 1: 100 000: feuille 0803B. *GGS, CGS, BRGM, GSD*. [\[Google Scholar\]](#)

Commission géologique du Ghana. 2008c. Carte géologique du Ghana à l'échelle 1: 100 000: feuille 0903D. *GGS, CGS, BRGM, GSD*. [[Google Scholar](#)]

Gibbs AK, Baron CN. 1993. La géologie du bouclier guyanais. Oxford: Presse d'université d'Oxford. [[Google Scholar](#)]

Grenholm M, Jessell M, Thébaud N. 2019. Un modèle géodynamique pour l'orogène birimien du Paléoprotérozoïque (environ 2,27–1,96 Ga) du craton sud-ouest africain - Aperçu d'un système orogénique d'accrétion-collision en évolution. *Earth-Sci Rev* 192: 138–193. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Griffis Consulting and Exploration Services, Watson Geophysics Ltd. 1998. Géologie et présence aurifère du sud-ouest du Ghana à l'échelle 1: 500 000. Commission des minéraux du Ghana. [[Google Scholar](#)]

Hanmer S, Mengel F, Connelly J, vanGool J. 1997. Signification des zones de cisaillement à l'échelle crustale et des dykes mafiques synkinématiques dans l'orogène Nagssugtoqidian, SW Groenland: un réexamen. *J Struct Geol* 19: 59–75. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Harris LB. 2003. Pliage dans des roches à haute teneur en raison de la rotation inverse entre les zones de cisaillement. *J Struct Geol* 25: 223–240. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Harris LB, Bédard J. 2014. Évolution et déformation crustales dans une terre archéenne non plaque-tectonique: comparaisons avec Vénus. Dans Dilek Y, Furnes H, éd. Évolution de la croûte archéenne et début de la vie. Springer, pp. 215-291. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Harris LB, Cobbold PR. 1985. Développement de bandes de cisaillement conjuguées pendant le cisaillement simple en vrac. *J Struct Geol* 7: 37–44. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Hein KAA. 2010. Succession d'événements structuraux dans la ceinture de roches vertes de Goren (Burkina Faso): implications pour la tectonique ouest-africaine. *J Afr Earth Sci* 56: 83–94. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Hein KAA, Morel V, Kagone O, Kiemde F, Mayes K. 2004. Succession lithologique birimienne et évolution structurale dans le segment Goren de la ceinture de roches vertes de Boromo-Goren, Burkina Faso. *J Afr Earth Sci* 39: 1–23. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Hudleston P. 1999. Compatibilité des déformations et zones de cisaillement: y a-t-il un problème? *J Struct Geol* 21: 923–932. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Hudleston PJ, Schultz D, Southwick DL. 1988. Transpression dans une ceinture de roches vertes archéennes, nord du Minnesota. *Can J Earth Sci* 25: 1060–1068. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Jessell MW, Amponsah PO, Baratoux L, Asiedu DK, Loh GK, Ganne J. 2012. Cisaillement transcurrentiel à l'échelle de la croûte dans la région paléoprotérozoïque Sefwi-Sunyani-Comoe, Afrique de l'Ouest. *Precambrian Res* 212: 155-168. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Jessell MW, Begg GC, Miller MS. 2016. Les signatures géophysiques du craton ouest-africain. *Precambrian Res* 274: 3–24. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Les Juges Kouamelan AN, Delor C et Peucat. 1997. Preuve géochronologique pour le remaniement des terrains archéens au cours du Protérozoïque précoce (2,1 Ga) dans l'ouest de la Côte d'Ivoire (Man Rise, craton ouest-africain). *Precambrian Res* 86: 177–199. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Kouamelan AN, Kra KSA, Djro SC, Paquette JL, Peucat JJ. 2018. La bande de Logouale: un grand bloc crustal archéen dans le domaine de Kenema-Man (Man-Leo rise, West African Craton) remobilisé pendant l'orogénèse éburnienne (2,05 Ga). *J Afr Earth Sci* 148: 6–13. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Kroonenberg SB, de Roever EWF, Fraga LM *et al.* 2016. Évolution paléoprotérozoïque du bouclier guyanais au Suriname: un modèle révisé. *Pays-Bas J Geosci* 95: 491–522. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- Ledru P, Johan V, Milesi JP, Tegye M. 1994. Marqueurs des dernières étapes de la collision paléoprotérozoïque - Preuve pour un continent de 2 Ga impliquant les provinces de l'Atlantique Sud. *Precambrian Res* 69: 169–191. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Lompo M. 2009. Évolution géodynamique des roches magmatiques paléoprotérozoïques 2.25–2.0 Ga dans le bouclier Man-Leo du craton ouest-africain. Un modèle d'affaissement d'un plateau océanique. *Spec Publ Geol Soc* 323: 231–254. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Lompo M. 2010. Évolution structurale paléoprotérozoïque du bouclier Man-Leo (Afrique de l'Ouest). Structures clés pour la tectonique verticale à transcurrentielle. *J Afr Earth Sci* 58: 19–36. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Martelat JE, Lardeaux JM, Nicolle C, Rakotondrazafy R. 2000. Schéma de contrainte et histoire de la déformation précambrienne tardive dans le sud de Madagascar. *Precambrian Res* 102: 1–20. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- McFarlane HB, Ailleres L, Betts P, *et al.* 2019. Orogenèse collisionnelle épisodique et exhumation de la croûte inférieure pendant l'orogénèse paléoprotérozoïque éburnienne: preuves de la ceinture de roches vertes de Sefwi, craton ouest-africain. *Precambrian Res* 325: 88–110. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Metelka V, Baratoux L, Naba S, Jessell MW. 2011. Une analyse litho-structurale géophysiquement contrainte des ceintures de roches vertes éburniennes et des domaines granitoïdes associés, Burkina Faso, Afrique de l'Ouest. *Precambrian Res* 190: 48–69. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Milési JP, Feybesse JL, Ledru P, *et al.* 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale du Protérozoïque inférieur. *Chron Rech Min* 497: 3–98. [[Google Scholar](#)]
- Milési JP, Frizon de Lamotte D, De Kock F, Toteu F. 2010. Carte tectonique de l'Afrique à l'échelle 1: 10 000 000. *Commission de la carte géologique du monde*. [[Google Scholar](#)]
- Milési JP, Ledru P, Feybesse JL, Dommanget A, Marcoux E. 1992. Premiers gisements de minerais protérozoïques et tectonique de la ceinture orogénique birimienne, Afrique de l'Ouest. *Precambrian Res* 58: 305–344. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Mortimer J. 1992. Le terrane de gneiss de la rivière Kan du centre de la Côte d'Ivoire - Vestiges mylonitiques d'un ancien arc magmatique. *J Afr Earth Sci* 15: 353–367. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Naba S, Lompo M, Debat P, Bouchez JL, Beziat D. 2004. Structure et modèle de mise en place des granitoïdes paléoprotérozoïques orogéniques tardifs: le pluton allongé de Tenkodogo-Yamba (Est du Burkina Faso). *J Afr Earth Sci* 38: 41–57. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Nikiema SJ, 1992. Évolution tectonique et magmatique du Protérozoïque inférieur du sillon de Djibo (Burkina Faso) au sein du craton ouest africain. Un exemple de polycyclique tectonique et de contrôle structural de la minéralisation aurifère. Thèse de doctorat, Dakar: Université Cheik Anta Diop. [[Google Scholar](#)]
- Nomade S, Chen Y, Pouclat A, *et al.* 2003. La Guyane et le groupement paléoprotérozoïque du bouclier ouest-africain: nouvelles données paléomagnétiques pour la Guyane et la Côte d'Ivoire. *Geophys J Int* 154: 677–694. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Onstott TC, Hargraves RB. 1981. Tectonique transcurrentielle protérozoïque - Preuve paléomagnétique du Venezuela et d'Afrique. *Nature* 289: 131–136. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Onstott TC, Hargraves RB, York D, Hall C. 1984. Contraintes sur les mouvements des boucliers sud-américains et africains pendant le Protérozoïque. 1. Ar39-Ar40 et corrélations paléomagnétiques entre le Venezuela et le Libéria. *Geol Soc Am Bull* 95: 1045–1054. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Ouédraogo OF, équipe SYSMIN. 2003. Carte géologique du Burkina Faso au 1/200 000: Boulsa, ND-30-VI. *BRGM*. [[Google Scholar](#)]

Parra-Avila LA, Belousova E, Fiorentini ML, Eglinger A, Block S, Miller J. 2018. Contraintes de Zircon Hf et O-isotope sur l'évolution du domaine paléoprotérozoïque Baoule-Mossi du craton sud-ouest africain. *Precambrian Res* 306: 174–188. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Parra-Avila LA, Kemp AIS, Fiorentini ML, *et al.* 2017. L'évolution géochronologique du domaine paléoprotérozoïque Baoule-Mossi du craton sud-ouest africain. *Precambrian Res* 300: 1–27. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Perrouty S, Ailleres L, Jessell MW, Baratoux L, Bourassa Y, Crawford B. 2012. Évolution géodynamique éburnienne révisée de la ceinture d'Ashanti sud riche en or, au Ghana, avec de nouveaux champs et preuves géophysiques de déformations pré-Tarkwaiennes. *Precambrian Res* 204: 12–39. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Petersson A, Schersten A, Gerdes A. 2018. Remaniement approfondi de la croûte archéenne dans le terrane birimien au Ghana tel que révélé par les isotopes combinés de zircon U-Pb et Lu-Hf. *Geosci Front* 9: 173–189. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Pitra P, Kouamelan AN, Ballèvre M, Peucat JJ. 2010. Surimpression granulitique paléoprotérozoïque haute pression de la croûte continentale archéenne: preuve d'un épaissement crustal homogène (Man Rise, Côte d'Ivoire). *J Metam Geol* 28: 41–58. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Platt JP, Passchier CW. 2016. Jonctions à glissière: une nouvelle approche des intersections de failles antidérapantes conjuguées. *Geology* 44: 795–798. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ponsard JF, Roussel J, Villeneuve M, Lesquer A. 1988. La ceinture orogénique panafricaine des Mauritanides du Sud et des Rokelides du Nord (Sud du Sénégal et Guinée, Afrique de l'Ouest) - Preuve de gravité pour une suture collisionnelle. *J Afr Earth Sci* 7: 463–472. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Siméon Y, Delor C, Zeade Z *et al.* 1995. Carte géologique de la Côte d'Ivoire au 1/200 000: Agnibilekrou Kouamé-Dari. *Direction des Mines et de la Géologie*. [[Google Scholar](#)]

Thiéblemont D, éd. 2016. Carte géologique de l'Afrique à l'échelle 1: 10 000 000. *Commission de la carte géologique du monde*. [[Google Scholar](#)]

Thompson AB, Schulmann K, Jezek J. 1997. Évolution thermique et exhumation dans les orogènes obliquement convergents (transpressifs). *Tectonophysics* 280: 171–184. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Tikoff B, Teyssier C. 1994. Modélisation des déformations de la partition du champ de déplacement dans les orogènes transpressionnels. *J Struct Geol* 16: 1575–1588. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Tikoff B, Greene D. 1997. Linéations d'étirement dans les zones de cisaillement transpressional: un exemple de la Sierra Nevada Batholith, Californie. *J Struct Geol* 19: 29–39. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Tikoff B, Wojtal SF. 1999. Contrôle du déplacement des structures géologiques. *J Struct Geol* 21: 959–967. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Treloar PJ, Blenkinsop TG. 1995. Modèles de déformation archéenne au Zimbabwe: véritables indicateurs de l'extrusion crustale à la tibétaine ou pas? *Geol Soc Spec Publ* 95: 87–108. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Trinquard R, Kagambega N, Naba S, équipe SYSMIN. 2003. Carte géologique du Burkina Faso au 1/200 000: Tenkodogo, NC-30-XXIV. *BRGM*. [[Google Scholar](#)]

Tshibubudze A, Hein KAA. 2013. Cadre structurel des gisements d'or dans la ceinture volcano-sédimentaire Oudalan-Gorouol à l'est de la zone de cisaillement de Markoye, craton ouest-africain. *J Afr Earth Sci* 80: 31–47. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Tshibubudze A, Hein KAA, Marquis P. 2009. La zone de cisaillement de Markoye au nord-est du Burkina Faso. *J Afr Earth Sci* 55: 245–256. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Vanderhaeghe O, Ledru P, Thieblemont D, *et al.* 1998. Mécanisme de contraste de la croissance crustale - Évolution géodynamique des ceintures de granite-roches vertes du Paléoprotérozoïque de Guyane française. *Precambrian Res* 92: 165–193. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Vegas N, Naba S, Bouchez JL, Jessell M. 2008. Structure et mise en place des plutons granitiques dans la croûte paléoprotérozoïque de l'est du Burkina Faso: implications rhéologiques. *Int J Earth Sci* 97: 1165–1180. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Vidal M, Delor C, Pouclet A, Simeon Y, Alric G. 1996. Évolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 et 2,0 Ga: le style «archéen» des ceintures de roches vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. *Bull Soc Geol Fr* 167: 307–319. [[Google Scholar](#)]

Vidal M, Gumiaux C, Cagnard F, Pouclet A, Ouattara G, Pichon M. 2009. Evolution d'une orogénèse paléoprotérozoïque de «type faible» dans le craton ouest-africain (Côte d'Ivoire). *Tectonophysics* 477: 145–159. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Wane O, Liegeois JP, Thébaud N, Miller J, Metelka V, Jessell M. 2018. Début de la collision éburnienne avec le craton de Kenema-Man mis en évidence par des enregistrements de roches plutoniques et volcanosédimentaires de la région de Massigui, sud du Mali. *Precambrian Res* 305: 444–478. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Williams HR, Culver SJ. 1988. Terranes structuraux et leurs relations en Sierra Leone. *J Afr Earth Sci* 7: 473–477. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Woodman KK, Baratoux L, Somda A, Siebenaller L. 2016. Le gisement d'or Youga, Burkina Faso. *Ore Geol Rev* 78: 631–638. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ye J, Chardon D, Rouby D, *et al.* 2017. Évolution paléogéographique et structurelle de l'Afrique du Nord-Ouest et de ses marges atlantiques depuis le début du Mésozoïque. *Geosphere* 13: 1254–1284. [[Google Scholar](#)]

Zeade Z, Delor C, Siméon Y *et al.* 1995. Carte géologique de la Côte d'Ivoire au 1/200 000: Bondoukou. *Direction des Mines et de la Géologie*. [[Google Scholar](#)]

Zitzmann A, éd. 1998. Études géologiques, géophysiques et géochimiques dans la région de la ceinture de Bui au Ghana. *Geol Jahrb (B)* 88: 1–269. [[Google Scholar](#)]

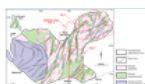
Citer cet article comme suit: Chardon D, Bamba O, Traoré K. 2020. Schéma de déformation éburnéenne du Burkina Faso et importance tectonique des zones de cisaillement dans le craton ouest-africain, *BSGF - Bulletin des sciences de la Terre* 191: 2.

Matériel complémentaire

Fichier supplémentaire ([accès ici](#))

Tous les chiffres

Fig. 1



Croquis de la carte structurelle du craton sud-ouest africain (après [Milési *et coll.*, 1989](#) et [Thieblemont, 2016](#)). Dans le modèle original de [Milési *et al.* \(1989\)](#), les zones de cisaillement dextre (flèches cinématiques rouges) sont les plus récentes et liées à un événement régional de déformation par décrochement D3, tandis que les zones sinistres (flèches cinématiques bleues) seraient liées à un événement de déformation régionale par décrochement D2.

[↑ Dans le texte](#)

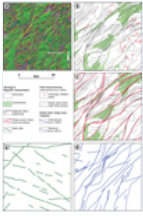
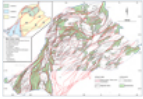


Fig. 2

Protocole de cartographie du tissu / zone de cisaillement à partir des données aéromagnétiques et sa validation illustrée pour le quadrilatère de Koudougou (emplacement sur la [figure 1](#)): (a) carte aéromagnétique; (b) trajectoires de tissu interprétatives avec des mesures sur le terrain de [Chèvremont et al. \(2003\)](#); (c) modèle de zone de cisaillement interprétatif. La plus longue zone de cisaillement orientée NNE est la zone de cisaillement d'Ouahigouya ([Fig. 3](#)); (d) Failles / zones de cisaillement des travaux de cartographie antérieurs ([Chèvremont et al. , 2003](#); [Baratoux et coll. , 2011](#)); (e) schéma interprétatif des principales digues mafiques. Les contours géologiques sont modifiés à partir de [Castaing et coll. \(2003\)](#).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 3



Carte des zones de tissu / cisaillement du socle birimien du Burkina Faso basée sur l'interprétation des données aéromagnétiques. Le modèle de zone de cisaillement au Ghana est adapté de [Block et al. \(2016b\)](#). D: Batholite de Djibo. L'encart montre les domaines structuraux et les noms des principales zones de cisaillement.

[↑ Dans le texte](#)

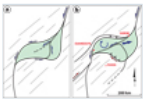
Fig. 4



Esquisse du modèle structural du sous-sol éburnien du Burkina Faso et du nord du Ghana. Les couleurs et les nombres font référence aux domaines structuraux abordés dans le texte. Les localités de la [figure 3](#) sont représentées par des points.

[↑ Dans le texte](#)

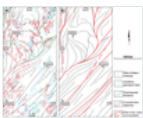
Fig. 5



Modèle cinématique de croissance de la courbure de retenue Bouroum-Goren entre la zone de cisaillement de Markoye (à l'est) et les zones de cisaillement de Ouahigouya (à l'ouest): (a) stade précoce de flexion; (b) configuration finale. Le modèle implique la fermeture des jonctions de fermeture à glissière ([Platt et Passchier, 2016](#)) aux deux extrémités du coude de retenue.

[↑ Dans le texte](#)

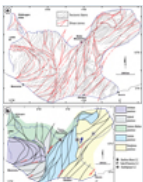
Fig. 6



Protocole de cartographie des zones de tissu / cisaillement à l'échelle du craton sud-ouest africain ([Fig.7 a](#)) illustré sur la zone de la Comoé dans la région frontalière Côte d'Ivoire - Ghana (localisation sur la [Fig.1](#)): (a) trajectoires du tissu tracées après des mesures de foliation, des tissus lithologiques à partir de cartes géologiques et des tissus photo-interprétés; (b) motif de zone de cisaillement interprétatif superposé aux trajectoires du tissu. Cartes sources: Bureau de Recherches Géologiques et Minières (1963), [Eisenlohr \(1989\)](#), [Delor et coll. \(1992 , 1995\)](#), [Adou et coll. \(1995\)](#), [Siméon et coll. \(1995\)](#), [Zeade et coll. \(1995\)](#), [Services de conseil et d'exploration Griffis, Watson Geophysics \(1998\)](#), [Zitzmann \(1998\)](#), [Commission géologique du Ghana \(2008a ,2008b ,2008c\)](#).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 7



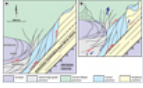
(a) Carte de tissu / zone de cisaillement du craton sud-ouest africain après une compilation de données de tissu à partir de cartes géologiques publiées et de photo-interprétation ([Fig. 6](#)). Cette nouvelle carte permet d'affiner et de compléter la zone de cisaillement / motif de faille de [Milési et al. \(1989\)](#) et [Thiéblemont \(2016\)](#) (voir [Fig. 1](#) pour comparaison); (b) Carte des provinces de déformation du craton du sud de l'Afrique de l'Ouest basée sur (a). La frontière entre les provinces guinéo-maliennne et

Burghana au nord-ouest du Burkina Faso (NE de Bobo Dioulasso) n'est pas bien limitée.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 8

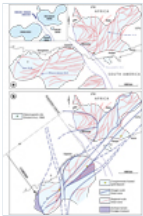
Modèle cinématique des derniers stades de développement de l'orogène éburnien du craton sud-ouest africain. Le méga cisaillement Burghana-Transamazonien et le craton archéen attenant ont été pris comme stationnaires dans cette reconstruction: (a) raccourcissement précoce de l'orogène par le domaine de Kénéma-Man contre le méga-cisaillement Burghana-Transamazonien: nucléation du motif de zone de cisaillement en losange ivoirien ; (b) configuration finale: raccourcissement de la pastille de cisaillement ivoirienne et extrusion vers le nord du domaine guinéo-malien; extrusion vers le sud-ouest (?) de la croûte hybride de haute qualité du domaine de Kénéma-Man.



[↑ Dans le texte](#)

Fig. 9

Corrélation transatlantique Eburnean-Transamazonian (dans le cadre de référence Afrique actuel): (a) configuration à la fin du Paléozoïque basée sur l'ajustement pré-rift Afrique-Amérique du Sud de l'océan Atlantique équatorial de [Ye et coll. \(2017\)](#) . Le modèle de zone de cisaillement en Amérique du Sud a été compilé principalement après [Gibbs et Baron \(1993\)](#) , [Delor et coll. \(2003b\)](#) et [Cordani et coll. \(2006\)](#) . L'encart montre la position relative des cratons et de la ceinture mobile panafricaine; (b) reconstruction de l'orogène Eburnean-Transamazonian avant la formation néoproterozoïque de la ceinture mobile Rokelides - Paraguay (voir le texte pour plus d'explications). La reconstruction implique la fermeture en forme de ciseau d'un océan panafricain accompagnant la rotation horaire du bouclier guyanais et un mouvement latéral droit limité (<300 km) le long de la ceinture mobile lors de la collision panafricaine. La fermeture en forme de ciseau d'un «océan Rokelides» expliquerait pourquoi une zone de suture est imagée le long du segment orienté NNE de l'orogène (sud de Labé; [Ponsard et coll. , 1988](#)), alors qu'une telle suture est contestée à la suite du SE (région de Monrovia; [Williams et Culver, 1988](#)).



[↑ Dans le texte](#)

Fig. 10

(a) Schéma structurel de l'orogène Eburnean-Transamazonian. Les tissus sont en noir et les zones de cisaillement en rouge. Tissus en Afrique (adapté de [Jessell et coll. , 2016](#)) proviennent de l'interprétation conjointe de l'anomalie gravimétrique de Bouger de longueur d'onde moyenne (> 30 km) et des données magnétiques dans les croûtes archéennes et birimiennes exposées et enfouies. Les zones de cisaillement du bouclier de Reguibat (affleurement nord du craton ouest-africain) sont adaptées de [Milési et coll. \(2010\)](#) ; (b) modèle tectonique correspondant (même cadre que la figure 10 a).



[↑ Dans le texte](#)