

Les paysages ardéchois

Héritage ancien ou histoire récente ?

■ Oswald MALCLES & Philippe VERNANT

Résumé : Le paysage ardéchois est marqué par une zone de hauts plateaux cristallins au nord-ouest (altitude de l'ordre de 1000 à 1200 m) et une zone de plateaux calcaires de plus faible altitude (~ 300 m) au sud-est dominant la vallée du Rhône (~ 70 m). D'après les études géomorphologiques et géologiques précédentes, ces reliefs seraient principalement liés à une surrection régionale il y a 10 à 15 Ma (millions d'années). Depuis, l'évolution des paysages serait mineure, à quelques exceptions locales notables comme les gorges de l'Ardèche. Ce postulat implique que les mouvements verticaux différentiels seraient négligeables. Des nouvelles données régionales, ainsi qu'une réanalyse des données de la littérature, suggèrent au contraire une évolution significative des paysages depuis le Plio-Quaternaire.

L'omniprésence des points d'inflexions le long des cours d'eau montre clairement un paysage en déséquilibre. Les quantifications des taux d'incision

et de dénudation indiquent également une évolution rapide du paysage avec une vitesse de destruction des reliefs de 40 à 80 m/Ma. Ces taux rendent caduque la vision d'un paysage hérité depuis le Miocène moyen et impliquent un processus de surrection actif afin de maintenir le relief.

Cette surrection active est proposée comme la résultante de deux phénomènes géologiques :

- Un effet thermique profond (isostasie thermique et topographie dynamique) déclencheur de la surrection.
- Un réajustement isostatique induit par l'érosion permettant le maintien du relief et la création de mouvements, à minima, verticaux différentiels. Cette surrection active soulève notamment la question de l'activité sismique dans la région, illustrée particulièrement par le séisme du Teil en 2019.

1. Introduction et problématique

Au-delà de certains sites majeurs tels que l'aire de restitution de la grotte Chauvet (346 000 visiteurs en 2019), le département de l'Ardèche est reconnu internationalement pour la grande diversité de ses paysages, à l'instar du Pont d'Arc ou des 55 géosites du Géoparc du Parc Naturel Régional des Monts d'Ardèche classés par l'UNESCO. Cette force économique, associée à son cadre naturel, est attestée par la part prépondérante du tourisme vert dans l'économie régionale avec plus du quart de la capacité d'accueil en camping de la région Auvergne-Rhône-Alpes ainsi que plus de 2 millions de touristes et 670 M de chiffres d'affaires par an (CCI de l'Ardèche, 2021). Au-delà de l'attrait touristique, ces paysages renommés ont depuis longtemps suscités la curiosité des scientifiques et de nombreux travaux ont été menés afin de

comprendre leur origine (voir par exemple Martel, 1894 et les références associées ou Faujas de Saint Fond, 1778 cités dans Kennedy, 2006). Depuis ces travaux historiques, la recherche d'une meilleure compréhension de l'histoire naturelle ardéchoise n'a pas perdu de son intérêt et fait le fruit de publications récurrentes (Guérin et Gillot, 2007 ; Mocochain, 2007 ; Tassy et al., 2013 ; Sadier, 2013 ; Génuite et al., 2021). Ces dernières années, un modèle géologique et géomorphologique semble avoir atteint un consensus (Séranne et al., 2002 ; Mocochain et Jaillot, 2014). Cependant, de nouvelles données à l'échelle régionale (Malcles, 2021) incitent à remettre en cause ce modèle d'évolution et à proposer de nouvelles interprétations des données antérieurement disponibles.

2. Contextes géographique et géologique

2.1 Cadre géographique

La région ardéchoise fait partie d'un ensemble géologique et morphologique plus vaste, le Massif central, dont elle constitue la bordure est et sud-est. La vallée du Rhône, s'écoulant en suivant un axe nord-sud, localise clairement la bordure de cet ensemble géographique (figure 1).

(l'Ardèche par exemple). Les hauts topographiques sont associés à des séries calcaires compétentes, c'est-à-dire peu déformables, comme le calcaire crétacé du plateau de St-Remèze, tandis que les bas sont soit fortement localisés sous forme de canyons, soit associés à des lithologies peu compétentes telles que les séries liasiques le long de l'axe les

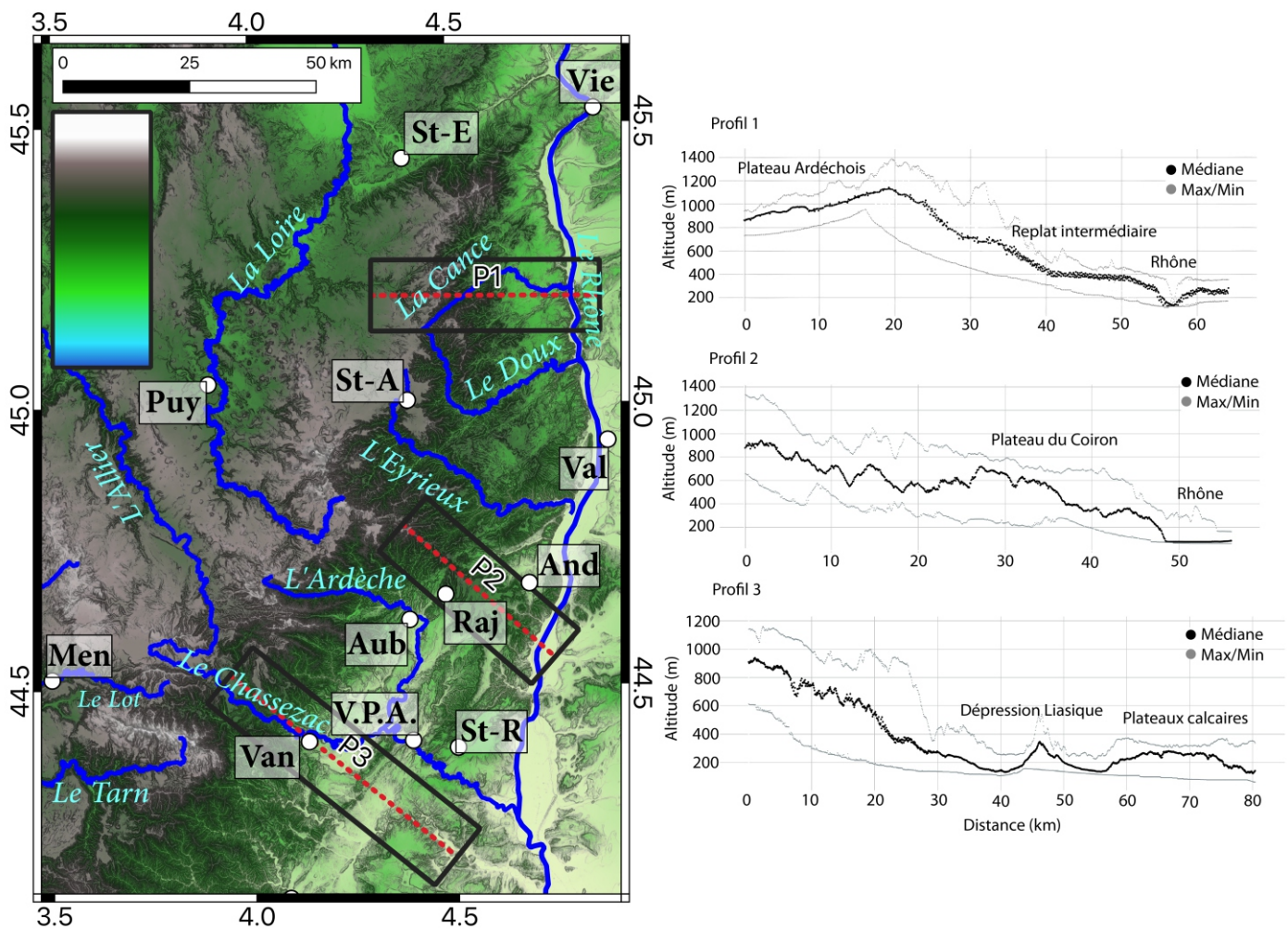


Fig. 1 • À gauche : carte topographique du secteur ardéchois (limite est et sud-est du Massif central), données altitudinales IGN 75 m. L'ombrage est associé à la pente locale (pente forte en sombre). Les sites d'intérêt sont identifiés par les débuts de nom : Val : Valence, Aub : Aubenas, Raj : la Combe Rajeau, St-R : St-Remèze, V.P.A. : Vallon-Pont-d'Arc, Van : les Vans, Men : Mende, Puy : le Puy-en-Velay, St-A : St-Agrève, St-E : St-Etienne et Vie : Vienne. À droite : coupes topographiques statistiques correspondant à la projection des points contenus dans les rectangles P1, P2 et P3 de la carte. Sont représentés respectivement en pointillés noir et gris les valeurs médianes et extrêmes.

Il est possible de discerner quatre secteurs différents au niveau de la morphologie ardéchoise.

- La partie au sud-est de l'axe Valence-les Vans présente un paysage avec un relief local moyen relativement faible (~ 300 m d'incision des gorges de

Vans-Aubenas. Fortement karstifiés, les plateaux calcaires du secteur présentent une altitude de l'ordre de 300 à 400 m. La majorité des drains de cette zone sont des affluents de l'Ardèche et tous sont associés au bassin-versant méditerranéen.

Un site particulier se détache cependant : les plateaux basaltiques du Coiron dont la surface présente une altitude de 800 à 900 m, altitude plus proche de celle du plateau ardéchois que des plateaux calcaires voisins.

- La partie nord-ouest, ou plateau ardéchois, présente également un faible relief local souvent en lien avec des édifices volcaniques du Cénozoïque. À l'exclusion de ces formations volcaniques, les roches à l'affleurement, portées à une altitude de ~ 1000 à 1200 m, sont constituées de roches cristallophylliennes. La majorité des drains du secteur sont associés au bassin-versant atlantique à travers celui de la Loire. Quelques drains, comme le Chassezac, font cependant partie du bassin-versant méditerranéen. Le plateau ardéchois est morphologiquement rattaché à la zone centrale du Massif central visible notamment entre le Puy-en-Velay, Mende et St-Agrève (figure 1).

- La zone nord-est, ou Haut-Vivarais entre St-Agrève, Vienne et Valence, présente également une importante quantité de roches cristallines à

l'affleurement. Le relief et la pente moyenne y sont faibles, similaires à ceux du plateau ardéchois. Quelques incisions marquées en bordure directe de la vallée du Rhône font cependant exception, comme l'exutoire du Doux ou de la Cance. Ce secteur peut donc être vu comme une marche topographique (~600 m d'altitude) entre la vallée du Rhône, à ~ 70-80 m d'altitude, et le plateau ardéchois (~ 1200 m), ces trois zones étant séparées par des zones à relativement fort relief local et forte pente (figure 1).

- La zone de transition très pentue en bordure du plateau ardéchois se continue vers le sud-ouest où elle sépare le plateau ardéchois cristallin des plateaux carbonatés. Le saut topographique y est important avec un relief local atteignant ~ 1000 m. Cette zone constitue le pendant ardéchois des Cévennes. L'incision y est forte et recoupe indépendamment toutes les lithologies, celles-ci étant principalement métamorphiques ou plutoniques.

2.2 Contexte géologique

Seules les grandes lignes de l'histoire géologique du secteur sont décrites ici. Le lecteur est à Séranne, 1999 ; Séranne *et al.*, 2002 ; Quesne et Kersuzan, 2018 ou Malcles, 2021 pour une présentation plus détaillée ainsi que pour les références associées.

La première phase géologique consiste en l'orogénèse varisque (ou hercynienne), entre 400 et 300 Ma. Cette orogénèse est à l'origine de la formation des roches du socle, mais également de la création d'importantes structures tectoniques (comme la faille des Cévennes) induisant *a priori* un héritage structural conséquent (figure 2).

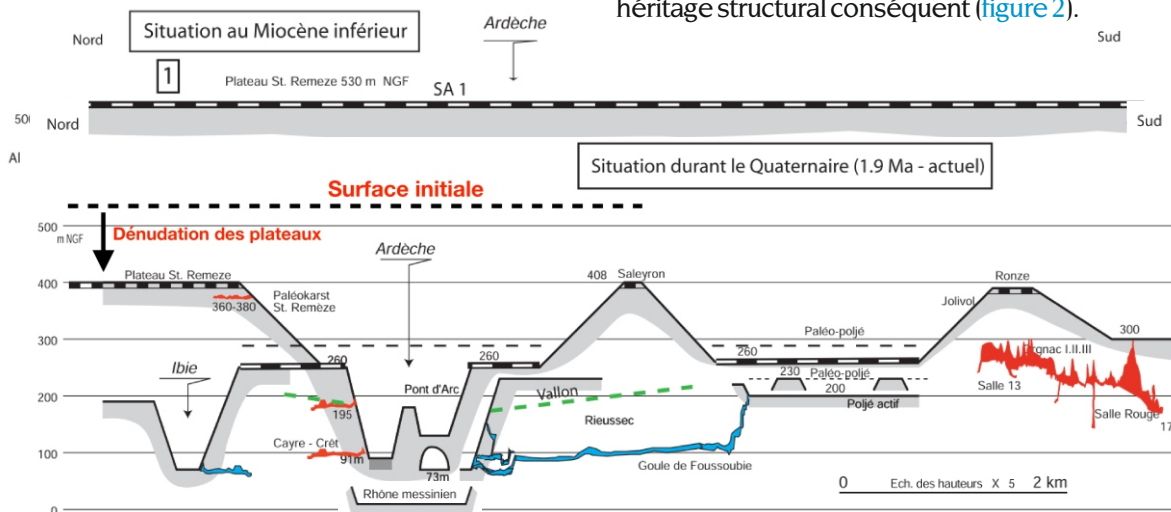


Fig. 2 • Modèle schématique de l'évolution des formes du paysage depuis le Miocène inférieur (16 - 23 Ma) jusqu'à l'actuel. On note une altitude initiale du plateau de St-Remèze de 530 m et la prise en compte de la dénudation des surfaces de 10 m/Ma estimée par Sadier (2013). La valeur de 130 m de dénudation implique cependant une dynamique sur 13 Ma et non pas sur 16 à 23 Ma comme proposé (situation initiale au Miocène inférieur). Une sous-estimation de 30 à 100 m de la valeur de dénudation est à considérer.

Les roches du socle, affleurant au niveau du plateau ardéchois ou du Haut-Vivarais, sont héritées de cette orogénèse.

La période couvrant le Mésozoïque (250 – 50 Ma) est principalement composée de cycles de transgressions marines aboutissant à la formation des séries visibles actuellement au niveau du sud-est du secteur (plateaux calcaires). La fin du Mésozoïque et le début du Cénozoïque voient également la formation des deux chaînes de montagnes périphériques que sont les Pyrénées et les Alpes.

L'extension éocène et oligocène est à l'origine d'importantes structures extensives telles que les fossés des Limagnes ou le bassin du Puy-en-Velay au nord, la réactivation de la faille des Cévennes ou de celle de Nîmes en failles normales au sud et surtout l'ouverture du golfe du Lion. Dès lors, les grandes lignes géographiques sont présentes : bassins-versants atlantique et méditerranéen et présence des Alpes et des Pyrénées. Ces grandes étapes n'expliquent cependant pas la structure morphologique actuelle de l'Ardèche. Outre la distance à la zone d'extension oligocène, un possible rôle de la formation de cette marge passive (épaules du rift) a été réfuté pour des zones plus au sud et ne saurait expliquer la mise en altitude du plateau ardéchois.

La surrection est donc postérieure à cette phase extensive qui finit vers 20 Ma et le modèle approchant le plus du consensus propose une surrection autour de 14 Ma qui serait induite par la mise en place, d'âge mal connu, d'un point chaud à l'aplomb du Massif central. Le creusement des vallées se faisant de manière sub-synchrone à cette époque, au premier ordre à ~ 10 Ma, la morphologie

du secteur serait donc obtenue (Séranne *et al.*, 2002). Ce modèle a été depuis légèrement nuancé (Olivetti *et al.*, 2016 ; Mocochain, 2007). C'est notamment le cas localement avec le creusement du canyon de l'Ardèche qui est proposé comme une complexification induite par l'épisode de la crise de salinité messinienne (chute du niveau de la Méditerranée de ~ 1500 m entre 5.6 et 5.3 Ma). Le creusement des gorges de l'Ardèche et de la Cèze serait donc induit par cette chute du niveau de base.

Une transgression marine majeure de ~ 80 m sur plus d'un million d'années aurait par la suite induit une phase d'aggradation et une importante phase de spéléogénèse (formation des systèmes karstiques de l'aven Noël ou de la grotte de St-Marcel d'Ardèche dans les gorges de l'Ardèche). Ce modèle, défendu par des arguments morphogénétiques et géochronologiques (Mocochain, 2007 ; Tassy *et al.*, 2013 ; Mocochain et Jaillot, 2014), tend cependant à être remis en question (Sadier, 2013). Malgré tout, l'hypothèse d'une surrection relativement ancienne reste généralement admise (Martini, 2019) et le relief régional est considéré comme acquis avant 5 Ma et dans la plupart des cas avant 10 Ma (figure 2).

Ces modèles impliquent donc deux éléments testables : l'absence de surrection significative sur le Plio-Quaternaire (sur les derniers 5 Ma l'estimation maximale locale proposée est de l'ordre de 100 m, dans Gargani, 2004), c'est à dire un taux de surrection maximal de ~ 20 m/Ma. Deuxièmement, et surtout, les paysages sont considérés comme stables et à l'équilibre. La dénudation et l'incision doivent donc être faibles, du même ordre de grandeur que la surrection. La proposition de maintien « en l'état » de surface d'abrasion marine à 400 m NGF (Mocochain et Jaillot, 2014) depuis plus de 5 Ma suggère même une érosion « nulle », *a minima* localement.

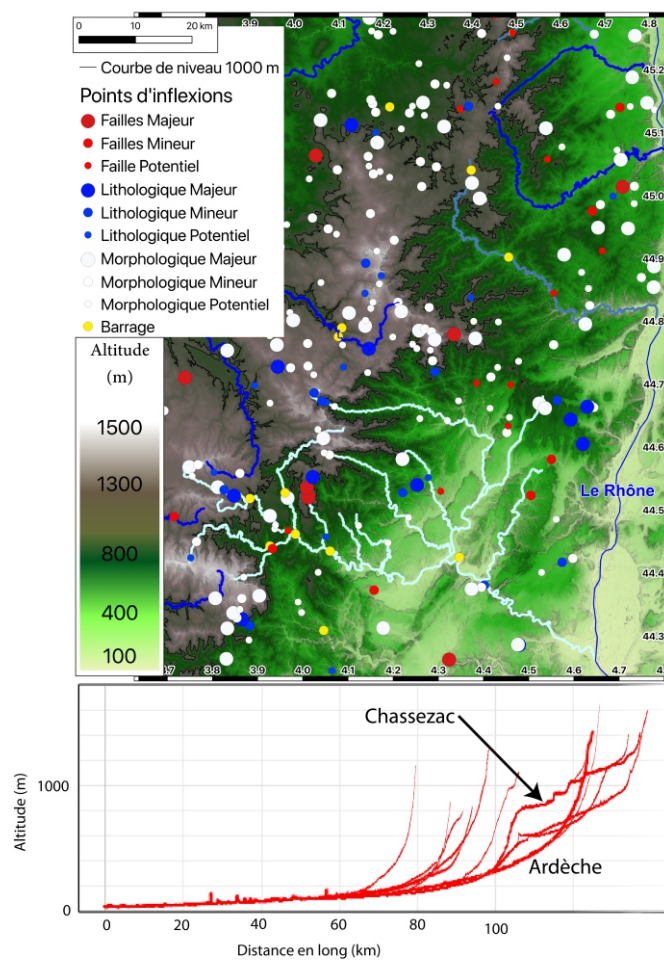
3. Étude morphologique

L'état d'équilibre du paysage est notamment visible à travers l'étude des profils de rivières. En effet, une perturbation du système géomorphologique est fréquemment associée à la formation de points d'inflexion le long des cours d'eau. À partir d'un modèle numérique de terrain calé à 75 m, les profils de rivières des drains de longueurs supérieures à

25 km, ainsi que quelques drains localement plus courts, ont été analysés. Les ruptures de pente relatives à un profil de rivière d'équilibre (profil concave) ont été manuellement identifiées et classées, selon leur proximité, à un changement lithologique, une faille, un barrage ou aucun élément particulier (figure 3).

Fig. 3 • En haut : carte des points d'inflexion du secteur d'étude (ruptures de pente du profil en long des rivières). Les rivières dont les profils topographiques sont représentés en-dessous sont identifiées par le figuré en bleu clair. Les points d'inflexion sont classés selon leur proximité avec des structures d'intérêt (barrage, faille... voir texte) ainsi que par leur impact sur le profil de rivière (taille du cercle). Fond de carte : MNT IGN à 75 m et ombrage par la carte des pentes.

En bas : profils des drains du bassin-versant de l'Ardèche identifiés en bleu ciel sur la carte. Profils extraits du MNT 75 m de l'IGN.



La très grande majorité des drains étudiés présentent des points d'inflexion témoignant d'un déséquilibre morphologique qui n'est pas explicable uniquement par des effets géologiques (failles ou contrastes lithologiques) ou anthropiques. En effet, la localisation de ces points d'inflexion semble indépendante des structures géologiques. Pour les drains du bassin-versant méditerranéen, une localisation préférentielle vers la tête de ceux-ci est proposable, ce qui suggère une dynamique d'érosion régressive généralisée. Un tel signal a été soumis pour une zone plus restreinte du secteur par Olivetti *et al.* (2016).

Des complexités locales sont cependant à noter comme la différence notable des profils de l'Ardèche ou du Chassezac, ce dernier présentant d'important points d'inflexion tandis que le premier présente un profil en long proche de l'équilibre (figure 3). Cette différence est vraisemblablement induite par un effet de capture du bassin-versant de la Cèze par le Chassezac (Malcles, 2021).

Bien que succincte, cette étude des points d'inflexion suggère une évolution active des paysages avec des rivières en déséquilibre. Par ailleurs, elle montre également que les drains sont à même de retrouver un profil d'équilibre relativement rapidement ; c'est le cas de l'Ardèche qui a « gommé » les perturbations

induites par les coulées de laves (voir § 4.2). Ces deux points suggèrent donc bien une morphogenèse relativement rapide et toujours active avec une compétition entre une surrection engendrant un déséquilibre morphologique et les processus érosifs (dénudation, incision) tendant à redonner un état d'équilibre aux lits des cours d'eau. La quantification des taux d'érosion régionaux est donc nécessaire et incontournable pour les prendre en compte dans les modèles mécaniques de la réponse de la lithosphère à ces décharges. La comparaison des taux de surrection des roches calculés aux taux d'incision mesurés permettra de faire la part entre les processus internes (topographie dynamique associée au volcanisme) et les processus externes (ajustement isostatique et flexural à la décharge entraînée par l'érosion).

4. Quantification des processus de surface

Trois secteurs principaux sont présentés ici et permettent de quantifier l'amplitude des processus de surface que sont l'incision et la dénudation. Ces deux termes sont ici entendus selon un sens géométrique.

L'incision correspond à l'enfoncement d'un cours d'eau relativement à l'encaissant et indépendamment d'une altitude absolue. La dénudation est l'ablation de la surface de l'encaissant et elle est aussi indépendante

LES PAYSAGES ARDÉCHOIS. HÉRITAGE ANCIEN OU HISTOIRE RÉCENTE

de l'altitude absolue initiale. Le principe d'équilibre des paysages stipule que si ces deux taux sont identiques et égaux au taux d'exhumation des roches, c'est à dire à leur remontée vers la surface, alors les formes du paysage sont indépendantes du temps et il n'y a pas d'évolution du relief.

4.1 Le plateau du Coiron

Il s'agit d'un édifice volcanique constitué de l'empilement de plusieurs épanchements basaltiques (Elmi *et al.*, 1996) dont la base est localement associée à des séries phréato-magmatiques. L'ensemble de ces formations volcaniques scelle, notamment à l'ouest du plateau,

jacents sont datés à 8.0 ± 0.4 Ma tandis que les niveaux supérieurs scellant les diatomites sont datés à 6.4 ± 0.2 Ma (Riou, 1995). Un élément important à noter est le fait que certains fossiles de la base des dépôts d'Andance suggèrent une localisation proche du niveau marin lors du dépôts des diatomites (Demarcq *et al.*, 1989).

Ces quelques éléments sont représentés de manière simplifiée sur la figure 4. L'altitude du contact entre les basaltes du Coiron et l'encaissant est certes variable mais se situe en général au-dessus de l'altitude 500 m (570 ± 30 m à Saint-Laurent-sous-Coiron, 539 ± 11 m à Mirabel, estimation faite sur la base du modèle numérique de

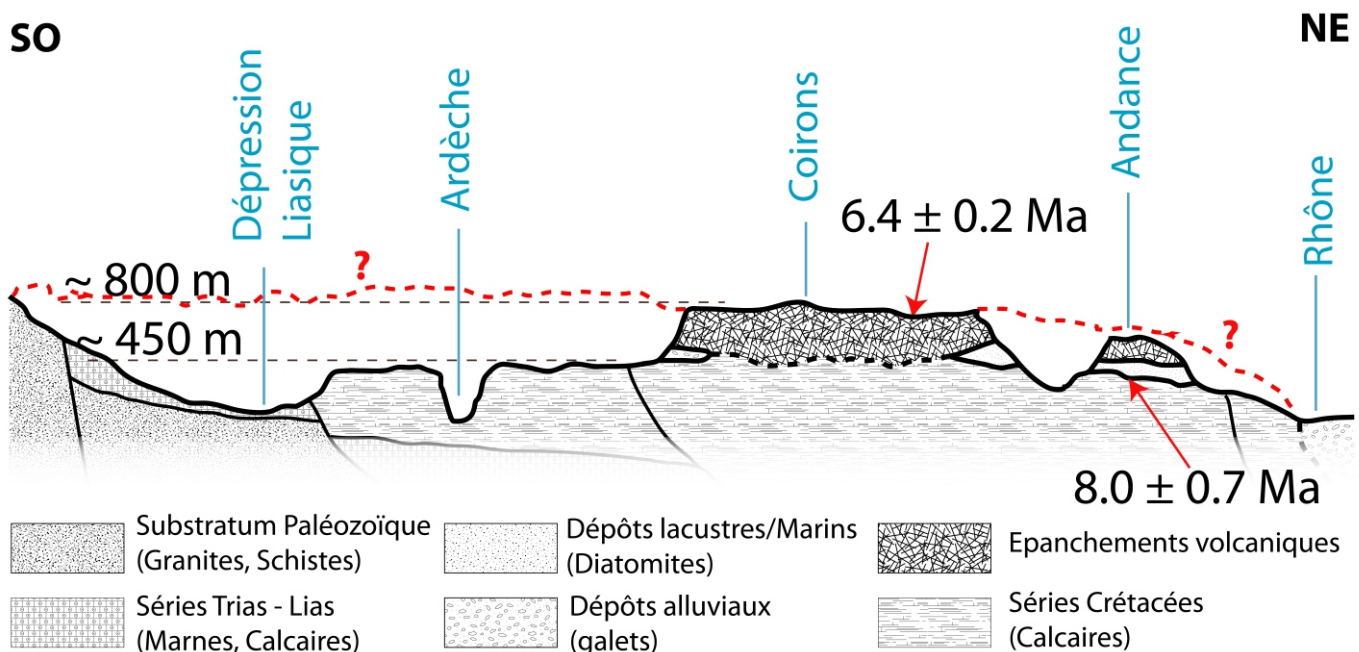


Fig. 4 • Représentation schématique de la topographie selon un axe sud-ouest/nord-est depuis les contreforts du plateau ardéchois et passant par la dépression topographique triasique (sud d'Aubenas), le plateau des Gras encadrant le canyon de l'Ardèche, le plateau du Coiron et les buttes témoins (exemple d'Andance) pour finir dans la vallée du Rhône.

des dépôts alluviaux attribués à la paléo-Ardèche mais également des dépôts de diatomites à macrofaune lacustre à l'est, rencontrés sur le site d'Andance ou d'Alissas (Demarcq *et al.*, 1989 ; Riou, 1995 ; Gaudant, 1997). Des datations K-Ar (potassium-argon), en accord avec les estimations faites sur la base des assemblages fossiles, permettent d'encadrer l'âge de dépôt de ces diatomites puisque des éléments volcaniques sous-

terrain ; une valeur moyenne de 530 ± 30 m peut être proposée comme référence.

En posant l'hypothèse d'une absence de complication locale en lien avec le niveau marin initial, autrement dit en considérant l'altitude initial de dépôt de la base des diatomites comme altitude 0, il est nécessaire de corriger l'altitude actuelle des variations eustatiques. Les courbes de Miller *et al.* (2011) indiquent un niveau eustatique de l'ordre de -

10/+20 m relativement à l'actuel pour la période 8 à 6 Ma. Aussi, l'amplitude de la surrection, depuis l'émergence finale du secteur, est estimée à 550 ± 40 m. Si la surrection a été continue depuis cette émergence, il est possible de proposer une vitesse de surrection, ou taux de surrection moyen, de 76 ± 10 m/Ma. En accord avec les observations issues du profil en long du lit de l'Ardèche, le niveau de base moyen en aval est vraisemblablement stable, en termes d'altitude absolue, sur des temps de l'ordre du million d'années. La quantification d'un taux d'incision de l'Ardèche est donc un élément crucial pour discuter de la cinématique verticale de la région. Un accord avec la valeur déduite précédemment serait en faveur d'une surrection régionale continue depuis environ 7 Ma.

Deux sites permettent de quantifier le taux d'incision de l'Ardèche :

- Le système de la Combe Rajeau a permis une estimation indépendante du taux d'incision sur environ 2 Ma à partir de recoupements géométriques et paléomagnétiques (Audra *et al.*, 2001). Ces auteurs estiment un taux de ~ 50 m/Ma.
- L'inversion de relief majeur que constitue le plateau du Coiron permet également de quantifier un taux d'incision extensible à un taux de dénudation minimal des séries liasiques. En effet, les coulées

pendant approximative puisque la topographie initiale est inconnue. Au niveau d'Aubenas, la différence d'altitude est de l'ordre de 500 à 600 m, soit un taux d'incision/érosion moyen de l'ordre de 85 m/Ma.

Ces deux estimations confortent la proposition de surrection active sur des périodes longues. De probables variations des taux d'incision, et possiblement de surrection, sont également à envisager au vu de la différence significative entre les estimations déduites des deux sites.

4.2 Le volcanisme pléistocène

L'activité volcanique ardéchoise n'est pas seulement limitée au plateau du Coiron puisque le bassin versant de l'Ardèche, en amont d'Aubenas, est fortement marqué par des épanchements volcaniques. Trois phases majeures d'activité sont connues durant les derniers 200 000 ans. Cependant, leurs âges exacts ne semblent pas entièrement contraints puisque, selon les méthodes de datation utilisées, ces âges sont parfois incompatibles. À titre d'exemple, la phase la plus récente est estimée à 23.9 ± 8.1 ka (kilo ou milliers d'années) par datation K-Ar et Ar-Ar (Sasco *et al.*, 2017) mais à 45 ± 3.2 ka par thermoluminescence (Guérin and Gillot, 2007). Sans

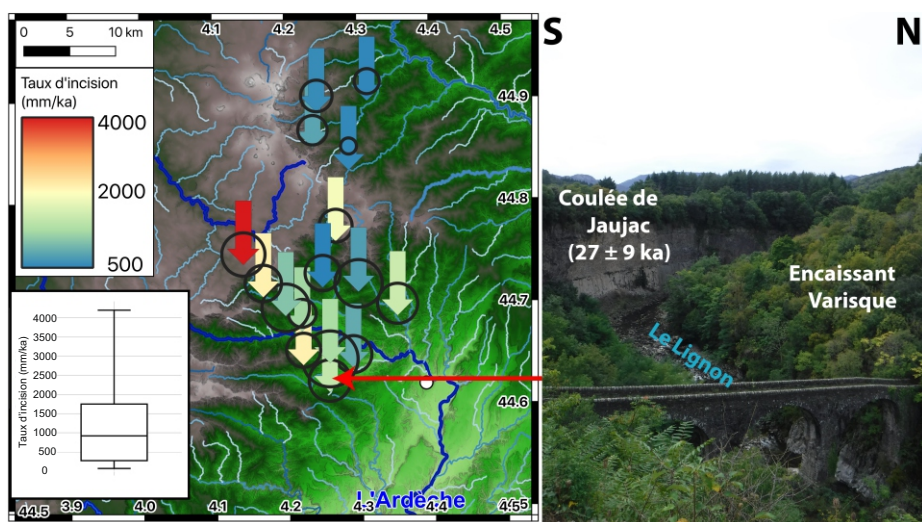


Fig. 5 • À gauche : carte de synthèse des taux d'incision estimés à partir des âges publiés des coulées basaltiques en inversion de relief au niveau du Haut-Vivarais (Berger, 2007 ; Guérin and Gillot, 2007 ; Nomade *et al.*, 2016 ; Sasco *et al.*, 2017). L'incertitude relative normalisée est figurée par un cercle. L'encart en bas à gauche représente la distribution (boîte à moustache) des taux d'incision calculés avec les valeurs extrêmes (barres hautes et basses), la médiane et les quartiles (respectivement la barre centrale et les limites du rectangle). À droite : exemple d'incision épigénétique au niveau de la coulée de Jaujac.

basaltiques se déposant en fond de vallée, il est logique de considérer qu'à minima l'épaisseur séparant la topographie actuelle du haut des plateaux a été érodée depuis la mise en place des basaltes (espace entre le trait noir épais et le trait rouge tireté, de la figure 4). Cette estimation reste

Ces taux d'incision sont cependant à considérer comme surévaluant la tendance à long terme puisque associés à un creusement épigénétique (Ouimet *et al.*, 2008). Si la valeur du taux d'incision n'est donc pas à retenir en tant que telle, elle indique cependant la capacité du drain à pouvoir se réajuster sur des temps relativement courts (quelques

dizaines de milliers d'années) confirmant l'efficacité des processus érosifs du secteur. Ces capacités de réajustement suggèrent donc que les instabilités identifiées le long des profils de rivières sont bien des éléments transitoires signant des phases de perturbation du relief récentes ce qui s'oppose au modèle proposant une évolution « nulle » des paysages durant le Plio-Quaternaire. L'accélération des taux d'incision par effet d'épigénéisme* ne permet pas d'utiliser de manière raisonnable les valeurs d'incision comme indicateur de la surrection, comme cela est possible pour les édifices plus anciens du Coiron.

4.2 Gorges de l'Ardèche et comparaison régionale

Un troisième site d'intérêt est représenté par l'emblématique secteur des gorges de l'Ardèche. De nombreux travaux ont été entrepris pour appréhender l'âge et la dynamique de la formation de ce canyon. Le modèle généralement admis est établi sur l'étude de l'endokarst (morphologie et datations) ainsi que par des relations géométriques d'étagement de surfaces comme les surfaces d'érosion. Un des éléments majeurs de ce modèle repose sur le fait que le relief régional est supposé entièrement acquis bien avant la crise messinienne avec des altitudes du niveau de base autour de 300 à 400 m (plateau de St-Remèze) il y a ~ 6 Ma. Ce modèle propose ensuite la formation du canyon, durant la crise messinienne, avec une incision de l'ordre de 300 m (Mocochain, 2007 ; Tassy *et al.*, 2013 ; Mocochain et Jaillot, 2014). Au sein des massifs karstiques, les réseaux s'ajusteraient par une verticalisation marquée. Ces auteurs indiquent qu'après la crise messinienne, la région connaîtrait une phase d'aggradation majeure en lien avec une augmentation du niveau de base sur près de 200 m puisque le canyon est supposé comblé à ~ 2.3 Ma. Au sein du karst, cette phase d'augmentation du niveau de base est défendue par des morphologies paragénétiques ainsi que par une complexité des

âges d'enfouissement obtenus. Les grands réseaux karstiques du secteur tel que St-Marcel se seraient formés durant cette phase *per ascensum*. Depuis, l'évolution se ferait selon une incision cyclique avec un taux d'incision moyen de l'ordre de 80 m/Ma présentant des variations associées aux formations des terrasses alluviales comme, par exemple, celles à 64 ou 90 m NGF. Cette vision « messinienne » de creusement du canyon et pliocène de la structuration karstique est cependant partiellement remise en question (Sadier, 2013 ; Martini, 2019).

Trois éléments supplémentaires sont à considérer et impliquent une remise en question de ce modèle. Premièrement, la dénudation des surfaces telle que le plateau de St-Remèze est souvent négligée puisque l'altitude proposée anté crise messinienne est identique à l'actuelle. Dans ce modèle, cette stabilité altitudinale est nécessaire et permet d'expliquer la préservation de sédiments alluviaux en surface des plateaux. Or, les taux d'érosion estimés à l'aide du plateau du Coiron, ainsi que des quantifications directes de dénudation au sein des massifs carbonatés voisins, suggèrent une destruction des reliefs de l'ordre de 30 à 80 m/Ma (Godard *et al.*, 2016). Sur la période post- crise messinienne, il est donc raisonnable de considérer l'érosion au minimum d'une épaisseur de roche de l'ordre de ~ 150 à 300 m. Cet ordre de grandeur est également trouvé par Sadier (2013). Par ailleurs, les reculs des escarpements formant les bords du canyon de l'Ardèche sont de fait aussi supposés stables sur des temps longs ; or la vitesse de recul de ceux-ci a été estimée entre 1 et 10 m sur les derniers 100 000 ans (Génuite, 2019). Même en considérant une exondation finale du canyon il y a ~ 2 Ma (Mocochain et Jaillot, 2014), un recul total de l'ordre de 20 à 200 m est attendu (150 à 2500 m sur 10 Ma) ce qui aurait dû avoir pour conséquence la destruction quasi-totale des méandres (les pédoncules des méandres faisant autour de 300 m de largeur).

Deuxièmement, la courbe eustatique utilisée pour contraindre l'évolution du niveau de base (telle que celle de Haq *et al.*, 1988) suggèrent plusieurs périodes

* Épigénique, épigénéisme : se rapportant à un phénomène géologique par lequel un cours d'eau, qui coulait sur une surface plane, se trouve, du fait de l'érosion, à traverser des reliefs comportant des roches de diverses résistances, sans que leurs structures ne guident son trajet.

de haut niveau marin (+ 80 m entre ~ 5 et 4 Ma) expliquant les phases d'aggradation régionales. Or, ces courbes ont depuis été corrigées (Miller *et al.*, 2011) et aucune période de haut niveau marin stable n'est connue sur les derniers 6 Ma, les brèves phases de transgression étant réduites à une amplitude de ~ +20 m.

Troisièmement, la région est supposée exempte de mouvement verticaux significatifs post crise messinienne (maximum de ~ 60 m, Mocochain and Jaillot, 2014). Cet aspect crucial du modèle classiquement admis implique donc des altitudes absolues stables sur cette période. L'évolution du niveau de base relatif est donc interprétée presque uniquement à la faveur de variations eustatiques et non pas de mouvements verticaux. Or, outre l'absence de haut niveau marin sur les courbes eustatiques récentes, les données déduites du plateau du Coiron suggèrent au contraire une surrection active sur le Plio-Quaternaire.

Au vu de ces différents éléments, et en rappelant l'estimation faite des taux d'incision sur les périodes récentes de ~ 80 m/Ma (Genuite, 2019), il est possible de proposer un modèle d'évolution plus simple en rejetant l'hypothèse de surrection nulle. En postulant cette fois-ci d'une surrection moyenne stable de l'ordre de 80 m/Ma (voir § 4.1 et estimation de l'incision à moyen terme de Genuite, 2019) et une altitude du niveau de base régional stable en accord avec les courbes eustatiques de Miller *et al.* (2011), il est possible de retrouver l'altitude anté crise messinienne du secteur. Par exemple, le plateau de St-Remèze possède une altitude de ~ 350 m qui doit donc être diminuée de 480 m afin d'estimer son altitude à 6 Ma, soit une localisation à ~ -130 m. Ce type d'altitude n'est pas explicable par des variations eustatiques. Cependant, ce calcul néglige l'impact de l'érosion de la surface. Or, durant cette période, une épaisseur de 150 à 300 m doit être intégrée ; la pente et la courbure locale du plateau étant faible, l'estimation de ~ 150 m est à privilégier relativement à celle à 300 m. Ce faisant, l'altitude estimée anté crise messinienne est donc ramenée à ~ +20 m. Cette estimation est en accord avec les indices d'une localisation proche du niveau marin au Tortonien (11.6 – 7.2 Ma) ainsi qu'à une localisation du

plateau de St-Remèze proche du niveau de base autour de la crise messinienne (Martini, 2019). Sur ces arguments, la surrection régionale se serait donc initiée entre le Tortonien et le Messinien (11.6 à 7.2 Ma).

Au sein de ce nouveau cadre, l'évolution régionale se déroule donc simplement suivant une surrection relativement constante tandis que les taux d'incision et de dénudation évoluent en lien avec les variations climatiques, tels que les cycles glaciaires, ou des complications locales comme les captures de cours d'eau permettant localement des phases d'aggradation expliquant la formation des terrasses alluviales (Genuite, 2019) et les formes paragénetiques d'inondations proposées par Sadier (2013). L'épaisseur des terrasses alluviales étant mesurée au sein de forages à ~ 15 m (BSS002BMNL ; BSS002BMNT, Banque de données du Sous-sol), l'étagement des terrasses sur 45 m suggère donc *a priori* une formation étagée et non pas imbriquée, comme proposé par Genuite (2019).

L'évolution du karst durant la crise messinienne peut également être proposée comme associée à une verticalisation puisque l'amplitude de la chute relative du niveau de base vis à vis du paléo-Rhône n'est pas significativement modifiée. L'évolution des canyons est cependant toute autre puisqu'il n'y aurait peu ou pas de traces d'une possible incision messinienne ; la réponse rapide du karst par sa verticalisation aurait pu inhiber en partie la formation de cette incision ; la partie créée a pu aussi être en partie gommée par l'érosion depuis la fin de la crise messinienne.

Plusieurs facteurs sont à considérer et peuvent expliquer une absence réelle de creusement messinien et/ou une disparition des traces de cette incision. La durée de chute du niveau de base est inférieure localement à celle de la crise messinienne puisqu'il est nécessaire que l'érosion régressive du Rhône se propage jusqu'au niveau ardéchois. Sur l'estimation d'une vitesse de recul du point d'inflexion messinien du Rhône de 1 à 5 km/ka (Loget and Van Den Driessche, 2009), la période effective de la crise messinienne pour le secteur ardéchois est réduite de ~ 20 à 100 ka (soit une

diminution de 7 à 33%). Cette période est d'autant réduite en raison de la nature karstique du secteur puisqu'une compétition entre drainage de surface et capture des drains à la faveur de l'endokarst se produit dès lors que le canyon rhodanien est formé.

Deuxièmement, le probable creusement des drains affluents du Rhône durant la crise messinienne s'est, de fait, effectué depuis la paléo-surface. Or, la tranche superficielle a été depuis lors érodée ce qui a mécaniquement estompé, ou fait disparaître, la trace de possibles canyons messiniens. Cet effet permet également d'expliquer l'absence de paléo-canyons majeurs plus en amont (secteur Eyrieux/Doux malgré des aires drainées comparables) contrairement au modèle de creusement durant la crise messinienne. En effet, la localisation de ces drains en dehors de zones karstiques implique une réponse à un creusement du Rhône entièrement par incision fluviale. Cette hypothèse présente de

nombreuses limites dont certaines sont présentées par Sadier (2013) avec, par exemple, l'utilisation d'échantillons d'âges différents localisés sur le même niveau de grotte comme marqueurs fiables de la position du niveau de base. On sait depuis que ce n'est pas forcément le cas et que c'est à corrélérer avec une histoire complexe du transport des sédiments ou de la karstogenèse (Sartégou 2017, Malcles *et al.*, 2021).

Le modèle morphogénétique proposé dans cet article permet d'expliquer les âges d'enfouissement obtenus au sein des cavités du canyon de l'Ardèche (Tassy *et al.*, 2013) ; pour cela nous retiendrons que l'utilisation de l'âge le plus jeune par niveau de grotte permet d'estimer l'âge maximum du dernier fonctionnement de ce niveau (Malcles, 2021 et références associées). Dans ce cadre, il peut être retenu que l'évolution par creusement régulier sur les derniers ~ 6 Ma est en accord avec les données d'âges d'enfouissement.

5. Discussion et conclusion

À travers l'étude des profils de rivière à l'échelle de la région ardéchoise, ainsi que grâce aux apports de trois secteurs clés, il est possible de dresser un modèle simple de l'évolution morphologique de la région. Le report sur un diagramme de l'altitude des drains par rapport au niveau de base régional en fonction de l'âge des différentes données disponibles dans la littérature, suggère une incision plutôt régulière depuis la mise en place des coulées basaltiques scellant le niveau d'altitude absolue proche de 0 m (figure 6). Au Miocène supérieur (avant 11 à 7 Ma), la région présente un relief local faible et se situe à une altitude proche du niveau marin. Depuis cette période, la région subit une surrection dont le taux moyen est de l'ordre de ~ 60 à 80 m/Ma. Dès lors, l'incision des drains est conditionnée et égale à cette surrection et la dénudation des reliefs est rendue possible et présente des taux de 30 à 80 m/Ma. Cette valeur moyenne présente cependant d'importantes variations spatiales et temporelles puisque, par exemple, l'incision est temporairement augmentée

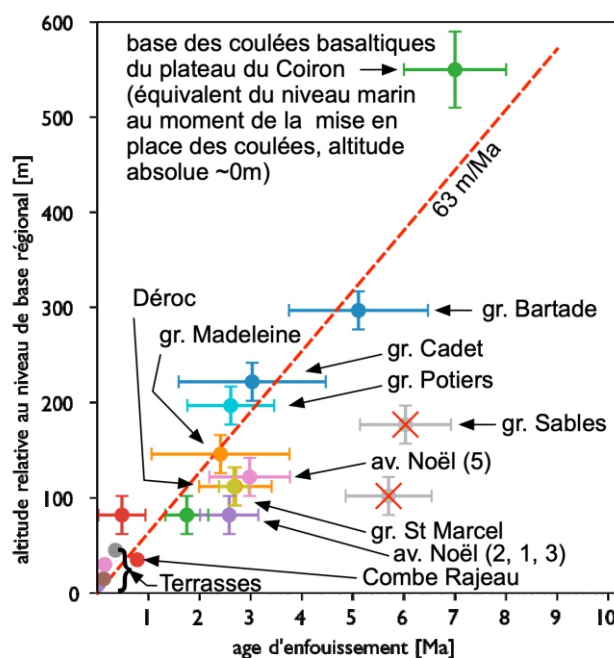


Fig. 6 • Relation âge d'enfouissement (de dépôt) et altitude relative au niveau de base actuel. La droite de régression linéaire est associée au taux d'incision moyen sur la période. Ce taux est assimilable à un taux de surrection.

de manière significative à la suite de la mise en place d'une coulée basaltique en fond de vallée ou présente des cycles courts d'aggradation/incision, notamment illustrés en aval (secteur des gorges de l'Ardèche). De la même manière, l'érosion des zones en amont des bassins-versants n'est rendue possible que lorsque l'érosion régressive est suffisamment remontée le long des drains. Ce processus est actuellement visible par le recul vers le nord-ouest de la ligne de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée.

Dans le cas du secteur ardéchois, les quelques quantifications présentées ici ne permettent pas de préciser le modèle au-delà d'un schéma de premier ordre. Mais ce schéma implique une surrection régulière depuis 7 Ma contrairement à la stabilité altitudinale généralement admise dans les modèles classiques. Autrement dit, les paysages de la région ardéchoises ne sont pas hérités d'une phase morphogénétique ancienne mais bien associées à une dynamique récente et encore active aujourd'hui. Les possibles variations de l'intensité des processus dans le temps ou dans l'espace, tels que proposé dans Olivetti *et al.* (2016) nécessitent donc une étude plus détaillée. Récemment, Malcles (2021) propose un tel schéma cohérent avec cette vision de surrection et de morphogenèse active à l'échelle du Massif central avec une initialisation de la surrection de celui-ci autour de 7 Ma et une évolution relativement stable depuis lors. Des variations de ces processus, notamment le taux d'incision, sont par ailleurs clairement exposées au niveau du bassin-versant de l'Hérault.

La région ardéchoise étant géomorphologiquement partie prenante du Massif central, le mécanisme proposé par Malcles (2021) semble logiquement être le même pour la région ardéchoise. Le modèle proposé implique dans un premier temps une initiation de la surrection et la création de topographie par des processus profonds (topographie dynamique et isostasie thermique). Dans un deuxième temps, avec la formation des reliefs, l'érosion devient efficace et permet par isostasie flexurale une surrection continue des roches de la croûte, même si l'altitude topographique moyenne diminue. Les résultats de modèles numériques suggèrent une remontée de la croûte par compensation isostatique de 50 à 75% de l'épaisseur érodée.

Les modèles numériques montrent également que, localement, cette réponse isostatique est même susceptible de créer de la surrection nette. Un tel cas de figure est proposable pour le Coiron ainsi que pour les zones karstiques du sud de l'Ardèche. Dans le premier cas, l'érosion des vallées voisines (telle que la dépression triasique d'Aubenas permise par l'incision en aval par le Chassezac pour le secteur des Vans et l'Ardèche pour le secteur d'Aubenas) induit une surrection de l'ensemble de la région, mais la faible dénudation des plateaux basaltiques résulte dans ce cas par un gain net d'altitude absolue. Les zones karstiques, quant à elles, sont notamment érodées au sein du volume. Ce faisant, le rapport entre dénudation et réajustement lithosphérique peut être nettement en faveur de la surrection de la surface terrestre (Malcles, 2021).

Finalement, une question majeure soulevée par ce modèle de surrection et de réaction par flexure lithosphérique est son rôle sur de possibles perturbations des contraintes locales. En effet, des localisations préférentielles de contraintes compressives sont attendues en périphérie de la zone de flexure pouvant potentiellement expliquer le séisme du Teil et soulèvent la question de l'éventuel temps de retour à la faveur d'un chargement de contrainte à long terme. L'interaction entre ces contraintes régionales et les structures tectoniques demeure également à être mieux cerner puisqu'elle pourrait aussi être associée à des forts contrastes locaux de surrection. Cette question a été soulevée par Malcles (2021) dans le cas de la faille des Cévennes au niveau de l'Hérault et doit être explorée plus avant pour ce qui est de la région ardéchoise, ce qui permettrait peut-être de préciser l'origine du brusque saut topographique entre le plateau ardéchois et les zones voisines.

Remerciements

Nous remercions Dominique Gasquet et Michel Beurrier pour les remarques et suggestions ayant permis d'améliorer et de préciser le manuscrit.

Bibliographie

- **Audra, P., Camus, H., & Rochette, P.** (2001). Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche : datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quaternaire (aven de la Combe Rajeau). *Bull. Soc. Géol. France*, **172**(1), 121–129.
- **Berger, E. T.** (2007). Âges et dynamismes des jeunes volcans d'Ardèche. Documentation Sithere. Chambre de Commerce et d'Industrie de l'Ardèche. (2021). *Chiffres Clés de l'Ardèche*. Privas.
- **Demarcq, G., Mein, P., Balesio, R., & Romaggi, J.-P.** (1989). Le gisement d'Andance (Coiron, Ardèche, France) dans le Miocène supérieur de la vallée du Rhône : un essai de corrélations marin-continental. *Bull. Soc. Géol. France*, **8**(4), 797–806.
- **Elmi, S., Busnardo, R., Clavel, B., Camus, G., Kieffer, G., Bérard, P., & Michaëly, B.** (1996). *Notice explicative de la feuille Aubenas à 1/50 000*. BRGM (ed).
- **Gargani, J.** (2004). Eustatisme, érosion et isostasie flexurale : modélisation numérique appliquée au Rhône messinien. *Comptes Rendus - Geoscience*, **336**(10), 901–907. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.04.001>
- **Gaudant, J.** (1997). Une espèce nouvelle du genre *Palaeoecarassius* *Obrhelova* dans le Miocène supérieur lacustre d'Alissas (Ardèche). *Géologie de la France*, **3**, 29–37.
- **Génuite, K.** (2019). Paléogéographie et reconstitution géomorphologique 3D : application aux environnements de sites ornés. Thèse Université Savoie-Mont Blanc. 274 p.
- **Génuite, K., Delannoy, J.-J., Bahain, J.-J., Gresse, M., Jailliet, S., Philippe, A., et al.** (2021). Dating the landscape evolution around the Chauvet - Pont d'Arc cave. *Scientific Reports*, (0123456789), 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-88240-5>
- **Guérin, G., & Gillot, P. Y.** (2007). Nouveaux éléments de chronologie du volcanisme pléistocène du Bas-Vivarais (Ardèche, France) par thermoluminescence. *Comptes Rendus - Geosciences*, **339**(1), 40–49. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.10.005>
- **Godard, V., Ollivier, V., Bellier, O., Miramont, C., Shabanian, E., Fleury, J., et al.** (2016). Weathering-limited hillslope evolution in carbonate landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*, **446**, 10–20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.017>
- **Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R.** (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **42**, 71–108. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0071>
- **Loget, N., & Van Den Driessche, J.** (2009). Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology*, **106**(3–4), 376–382. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.10.017>
- **Malcles, O.** (2021). Analyse des mouvements verticaux récents associés aux reliefs cévenols : implications en termes de dynamique des déformations en domaine intraplaque. Thèse de doctorat. Université de Montpellier. 586 p.
- **Malcles, O., Vernant Ph., Chéry, J., Ritz, J.-F., Cazes, G., Fink, D.** (2021). Âges d'enfouissement, fantômes de roches et structuration karstique, cas de la vallée de la Vis (sud de la France). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, **26**, 4, 255–264.
- **Martini, J.** (2019). Données nouvelles sur la "rivière souterraine fossile de Saint Remèze" et ses affluents : modèles spéléo-géniques et évolution morphologique régionale du sud-Ardèche au Néogène supérieur. *Karstologia*, **74**, 15–30.
- **Miller, K. G., Mountain, G. S., Wright, J. D., & Browning, J. V.** (2011). Sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*, **24**(2), 40–53. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2011.26>
- **Mocochain, L.** (2007). Les manifestations géodynamiques externes et internes de la crise de salinité messinienne sur une plate-forme carbonatée péri-méditerranéenne : Le karst de la Basse Ardèche (moyenne vallée du Rhône ; France). Thèse de doctorat. Aix-Marseille 1 - Université de Provence. 192 p.
- **Mocochain, L., & Jailliet, S.** (2014). The lower Ardèche river karst landscapes and caves (lower Rhône valley): unique morphologies induced by the messinian salinity crisis. In M. Fort & M.-F. André (Eds.), *Landscapes and Landforms of France* (pp. 195–205). https://doi.org/10.1007/978-94-007-7022-5_19
- **Nomade S, Genty D, Sasco R, Scao V, Féruglio V, Baffier D, et al.** (2016). A 36,000-year-old volcanic eruption depicted in the Chauvet-Pont d'Arc cave (Ardèche, France). *PLoS ONE* **11**(1): e0146621. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0146621>
- **Olivetti, V., Godard, V., Bellier, O., & Team, A.** (2016). Cenozoic rejuvenation events of Massif central topography (France) ; insights from cosmogenic denudation rates and river profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, **444**, 179–191.
- **Ouimet, W. B., Whipple, K. X., Crosby, B. T., Johnson, J. P., & Schildgen, T. F.** (2008). Epigenetic gorges in fluvial landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34** (March), 613–628. <https://doi.org/10.1002/esp>
- **Quesne, D., & Kersuzan, A.** (2018). *Géologie de la France*, 1^{ère} édition. Ed. Omniscience, 256 p. ISBN-10 : 2916097937.
- **Riou, B.** (1995). Les fossiles des diatomites du Miocène supérieur de la montagne d'Andance (Ardèche, France). *Géologie Méditerranéenne*, **22**(1), 1–15. <https://doi.org/10.3406/geolm.1995.1565>
- **Sadier, B.** (2013). 3D et géomorphologie karstique. La grotte Chauvet et les cavités des gorges de l'Ardèche. Thèse de doctorat. Université de Grenoble-Alpes. 483 p.
- **Sartégou, A.** (2017). Évolution morphogénique des Pyrénées orientales : apports des datations de systèmes karstiques étagés par les nucléides cosmogéniques et la résonance paramagnétique électronique (RPE). Géomorphologie. Université de Perpignan, 2017. Français. NNT. 2017PERP0044. tel-01708921, 556 p.
- **Sasco, R., Guillou, H., Nomade, S., Scao, V., Maury, R. C., Kissel, C., & Wandres, C.** (2017). 40Ar/39Ar and unspiked 40K-40Ar dating of upper Pleistocene volcanic activity in the Bas-Vivarais (Ardèche, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **341**, 301–314. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.003>
- **Séranne, M.** (1999). The gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geological Society Special Publication*, **156**, 15–36. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03>
- **Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., & Quinif, Y.** (2002). Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogénèse lente. *Bull. Soc. Géol. France*, **173**(2), 97–112. <https://doi.org/10.2113/173.2.97>
- **Tassy, A., Mocochain, L., Bellier, O., Braucher, R., Gattacceca, J., & Bourlès, D.L.** (2013). Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-mediterranean karsts during the Messinian and the Pliocene: example of Ardèche valley, southern France. *Geomorphology*, **189**, 81–92. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.019>

■ Oswald MALCLES¹ et Philippe VERNANT²

¹CNRS - Géosciences Montpellier

²Université de Montpellier - Géosciences Montpellier