

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 53 (1960)
Heft: 1

Artikel: Géologie de la région de Mt. Compass (feuille Milang), Australie Méridionale
Autor: Horwitz, Rudolph C.
Kapitel: II: Le protérozoïque et le paléozoïque inférieur
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162711>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 30.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

est à noter que dans ces cas là, le conglomérat de base de la série sédimentaire fait généralement défaut. Un phénomène analogue se produit probablement dans toute l'épaisseur de l'Archéen, où il est quelquefois souligné par la présence de tels schistes quartzeux. Ces écailles sont particulièrement bien développées dans le noyau anticlinal le plus à l'E, soit entre Kuitpo Collony et Meadows Creek.

II. LE PROTÉROZOÏQUE ET LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

Introduction et historique

Le système d'Adélaïde

Une épaisse couverture sédimentaire repose en discordance angulaire sur le socle cristallophyllien archéen. Ces sédiments peuvent atteindre une puissance de quelques dizaines de milliers de mètres; ils sont surmontés par le Cambrien inférieur fossilifère.

W. HOWCHIN (1904, 1906) subdivise cette succession en Cambrien inférieur et supérieur en se basant sur une coloration pourpre, fréquente dans le haut de la série sédimentaire et qui est encore présente dans les couches du Cambrien fossilifère. T. W. E. DAVID, en 1922, se référant aux dépôts proches d'Adélaïde, baptise «Séries d'Adélaïde» toutes les couches comprises entre la discordance de base sur le socle cristallophyllien et les premières couches fossilifères à Archaeocyathinae du Cambrien. Il assigne un âge «protérozoïque (?)» (précambrien supérieur) à ces dépôts.

D. MAWSON et R. C. SPRIGG (1950) nomment cette succession «Système d'Adélaïde» et s'accordent avec T. W. E. DAVID au sujet de l'âge protérozoïque. Ils définissent à nouveau les subdivisions de W. HOWCHIN et décrivent des coupes types près d'Adélaïde, d'où ils tirent trois séries: les Séries du Torrensian à la base (du nom des gorges de la rivière Torrens à l'E d'Adélaïde); au milieu les Séries du Sturtian avec ses dépôts d'origine glaciaire (Sturt Creek au S d'Adélaïde) et au sommet les Séries du Marinoan (localité de Marino, au S d'Adélaïde).

D. MAWSON en 1949 décrit, plus au N, une récurrence glaciaire interstratifiée dans les couches du Marinoan, qu'il fait correspondre (1949a) à des couches pséphitiques dans la coupe type.

De nombreux auteurs ont reconnu des couches glaciaires en Australie méridionale et dans les régions limitrophes des Nouvelles Galles du Sud. En 1955, B. CAMPANA et B. WILSON, dans une synthèse stratigraphique, sont les premiers à reconnaître et à mettre en évidence l'entité et les subdivisions de ces glaciations dans le Système d'Adélaïde.

La séquence glaciaire du Système d'Adélaïde peut se résumer comme suit:

A) Une glaciation inférieure se marque par des dépôts de tillite (produit de lithification de boues marines à galets glaciaires), de niveaux conglomératiques d'origine fluvioglaciaire, remaniés en dépôts marins et parfois de sables à galets non orientés, d'origine morainique terrestre, comme il en existe dans les régions avoisinantes de Mt. Painter (travaux en cours). Cette succession glaciaire est parfois représentée par deux niveaux distincts de tillite; l'un à la base, l'autre au sommet.

B) Des sédiments interglaciaires, sans galets, font suite au Glaciaire inférieur. Ils sont relativement constants; ils varient entre 1000 et 3000 m de puissance. Cette

succession est souvent caractérisée par une stratification feuilletée et des développements de niveaux calcaires, sur lesquels nous reviendrons en discutant les limites des Séries de Sturtian et du Marinoan.

C) Un développement glaciaire supérieur représenté aussi par des tillites et des conglomérats.

Nous nous référerons, dans ce texte, au Glaciaire inférieur, à l'Interglaciaire et au Glaciaire supérieur, tous trois présents dans la région étudiée. Ce sont des niveaux repères, déterminés par des phénomènes climatiques. Les trois séries définies par D. MAWSON et R. C. SPRIGG, seront aussi utilisées car elles sont citées dans la littérature.

La succession et les subdivisions du Système d'Adélaïde peuvent se résumer comme suit:

1) Les séries inférieures, du Torrensian, succèdent aux conglomérats de base transgressifs sur le socle cristallophyllien archéen. Pourtant, le niveau transgressif de base n'est pas toujours le même: R. C. SPRIGG (1949, 1952) décrit une épaisse succession sédimentaire et effusive, non métamorphique, apparaissant, dans le N de l'Etat, sous les équivalents stratigraphiques des couches de base du Torrensian. D. MAWSON (1927) l'avait nommée les Séries du Willouran.

Les sédiments, au-dessus du conglomérat de base, sont caractérisés par des développements carbonatés dans toute l'épaisseur du Torrensian. (Dans le N, les régions au S et à l'E du Mt. Lofty en sont dépourvues). Ce sont surtout des dolomies mais il y a fréquemment de la magnésite sédimentaire. Il n'existe à notre connaissance pas d'autres dépôts de magnésite sédimentaire dans les séries moyennes et supérieures du Système d'Adélaïde.

2) Les séries moyennes, du Sturtian, et les séries supérieures, du Marinoan: la limite inférieure du Sturtian est marquée par des couches glaciaires qui ont 300 m dans les régions proches d'Adélaïde et font suite, sans discordance, ni discontinuité stratigraphique observée, aux séries inférieures. Par contre, elles atteignent parfois quelques milliers de mètres et sont transgressives sur les dépôts dolomitiques et les magnésites de la série inférieure, voire même sur le socle archéen. Si la discordance angulaire ne se remarque que dans certaines régions, il existe souvent une discontinuité stratigraphique comme R. W. SEGNI (1939) l'a mis en évidence. Ce sont les sédiments du Glaciaire inférieur.

Les dépôts de l'Interglaciaire, qui reposent sur ces sédiments, existent partout dans le Système d'Adélaïde. La limite entre le Sturtian et le Marinoan est très difficile à définir. Dans la coupe type, l'Interglaciaire comprend un niveau calcaire fort bien développé. Ce banc, le «Brighton Limestone», a été choisi comme limite supérieure du Sturtian. Les couches pourpres qui le surmontent ont été placées dans le Marinoan. Mais, dans la région que nous avons étudiée, il existe jusqu'à trois bancs calcaires identiques et lenticulaires qui, parfois, font totalement défaut. Ils ne sont pas surmontés, comme dans la coupe type, par des couches pourpres, qui n'apparaîtront que beaucoup plus haut dans la série. Dans la région de Kulpara (feuille Wakefield, R. C. HORWITZ 1957) il n'y a pas de bancs calcaires définis, mais de nombreux et minces délits calcaires; là aussi, la couleur pourpre n'apparaît que beaucoup plus haut dans la série.

Il existe cependant un niveau repère très constant dans les séries du Marinoan. Il y a, dans la coupe type, un conglomérat qui est parfois calcaire (Marino Arkose). Ce dépôt est interstratifié dans des couches pourpres. D. MAWSON (1949) pense que ces niveaux sont l'équivalent des tillites supérieures, telles qu'ils les a observées à Elatina. Là aussi, les couches sont pourpres. Ces pséphites se retrouvent sur la feuille Milang et nous partageons l'opinion de D. MAWSON sur l'origine glaciaire de ces dépôts (Glaciaire supérieur). Dans notre région, les dépôts glaciaires ne sont cependant pas associés à des couches pourpres; ils sont associés aux lentilles calcaires susmentionnées. Ces dépôts glaciaires sont un repère excellent car, par leur faciès et leur position stratigraphique au-dessus des couches interglaciaires à stratification feuilletée, ils peuvent être distingués partout dans le Système d'Adélaïde, de la région étudiée à la région de Mt. Painter, soit sur plus de 600 km. La coloration pourpre qui les accompagne parfois est, par contre, variable. Nous verrons qu'elle est probablement plus marquée à proximité des terres exondées. La limite inférieure du Marinoan a été placée au-dessus du banc le plus constant des calcaires de l'Interglaciaire, conformément à la coupe type. Cette limite est parfois approximative.

Le Torrensian comprend les couches pré-glaciaires; le Sturtian englobe les dépôts glaciaires inférieurs et la plus grande partie des interglaciaires; quant au Marinoan, il couvre le sommet des interglaciaires, les dépôts glaciaires supérieurs et les couches port-glaciaires. Les critères ayant servi à définir la limite entre le Sturtian et le Marinoan sont parfaitement valables dans la région où fut choisie la coupe type. Ailleurs ils deviennent moins précis.

Le Torrensian, le Sturtian et le Marinoan, ainsi que les sédiments paléozoïques inférieurs qui leur font suite, varient parfois de faciès, de part et d'autre des affleurements archéens. Ces derniers, nous l'avons vu, sont des noyaux anticlinaux échelonnés NE-SW, passant par Mt. Compass. Cette zone est donc un point d'accrochage utile et nous nous référons souvent à elle sous le nom de zone des noyaux cristallophylliens.

Le Cambrien

R. ETHERIDGE, en 1890, démontre l'existence du Cambrien en Australie méridionale grâce à la découverte d'Archaeocyathinae faite précédemment par J. G. O. TEPPER. En 1897, W. HOWCHIN signale des calcaires à Archaeocyathinae au S d'Adélaïde dans une région non loin de Mt. Compass.

B. DAILY (1956) a étudié la succession cambrienne en Australie méridionale; cet auteur donne un historique très complet du Cambrien de cet Etat et fixe, sur la base de comparaisons paléontologiques détaillées, l'âge de ces dépôts entre le Cambrien inférieur et les niveaux moyens de l'Acadien. La succession dans la région de Mt. Compass n'entre pas dans le cadre de la région étudiée par B. DAILY et les dépôts les plus proches, qui ont été décrits, sont ceux de l'Ile Kangaroo et de la Péninsule de Yorke. Les corrélations entre notre région et celles étudiées par B. DAILY sont difficiles.

La limite inférieure du Cambrien, sur la feuille Milang, a été établie par comparaisons avec d'autres régions de l'Etat. Elle correspond, en gros, à celle fixée sur la feuille adjacente à l'E (feuille Yankalilla) par B. CAMPANA et B. WILSON (1954a,

1954c). Ces auteurs placent cette limite à l'apparition des couches calcaires à «*Archaeocyathinae* microscopiques».

Ces fossiles n'ont pas été observés dans les couches équivalentes de la feuille Milang, mais toutes les unités lithologiques se continuent, ininterrompues, dès la limite commune des deux cartes. La base du Cambrien a pourtant été fixée légèrement en-dessous de celle établie sur la feuille adjacente à l'E, pour des raisons stratigraphiques.

Le Groupe de Kanmantoo

Certains sédiments dans la partie E de la carte ont été séparés du Système d'Adélaïde et du Cambrien. Ce sont des grès feldspathiques, micacés, riches en matière argileuse. Ce faciès est développé en Australie méridionale dans toute la partie E des chaînes du Mt. Lofty, La Péninsule de Fleurieu et l'Ile Kangaroo; soit sur une distance d'environ 300 km.

A l'W, ces sédiments sont en contact avec le Système d'Adélaïde; vers l'E, ils se poursuivent sous les plaines quaternaires et l'on ne peut préciser leur extension.

En 1908, W. G. WOOLNOUGH plaçait ces dépôts dans le Précambrien inférieur (Barossian). W. HOWCHIN (1926) remarquant, sous ces couches, une faible épaisseur de dépôts du Système d'Adélaïde, les attribua à ce Système.

C. T. MADIGAN (1925) remarqua que ces couches faisaient suite à des marbres, qu'il considérait comme l'équivalent des calcaires à *Archaeocyathinae*. Il plaça donc ces sédiments détritiques dans le Cambrien.

Depuis, de nombreux auteurs ont étudié ces dépôts et leur ont attribué des âges différents: D. MAWSON (1939): Système d'Adélaïde, J. B. SKINNER (1950): Cambrien.

R. C. SPRIGG et B. CAMPANA (1953) introduisent pour ces dépôts le nom de «Groupe du Kanmantoo» (localité située au NE d'Adélaïde) et leur attribuent un âge cambrien à ordovicien. Ils en évaluent l'épaisseur à 30 000 pieds et en comparent le faciès avec celui d'un «Flysch alpin». Le contact du Groupe du Kanmantoo avec le Système d'Adélaïde est considéré comme tectonique sur sa plus grande partie.

A la suite de levers pour cette carte, nous publiâmes avec B. CAMPANA (1956) un article décrivant la transgression de ces dépôts sur le Système d'Adélaïde et le «(?) Cambrien». Il fut suggéré que cette transgression était générale au-delà de la zone étudiée: le contact tectonique figuré sur les cartes publiées n'existait pas.

B. DAILY (1956) fait des observations analogues sur l'Ile Kangaroo et fixe la transgression au niveau moyen du Cambrien inférieur. Par comparaisons avec des régions fossilifères, il conclut que la sédimentation n'aurait pas dépassé le milieu du Cambrien moyen.

A. W. KLEEMAN (1957) (communication devant la Société géologique d'Adélaïde), observe que les structures passent du Système d'Adélaïde au «Groupe du Kanmantoo», la direction des couches étant oblique au contact «faillé» ou «transgressif», cela à l'E d'Adélaïde et au N de la feuille Milang. Il y aurait donc une variation latérale de faciès, et là, le Groupe du Kanmantoo serait en partie protérozoïque.

Nos études des terrains de la feuille Milang semblent montrer que les diverses opinions relatives au Groupe du Kanmantoo, sont en partie justifiées. Nous pensons

qu'il occupe une zone particulière dans le bassin sédimentaire du Cambrien en Australie méridionale, et que son contact est transgressif sur le Système d'Adélaïde. Il semble cependant que dans d'autres régions proches, ce faciès envahit aussi le sommet de ce système.

Les Séries du Torrensian

Les Séries du Torrensian (séries inférieures du Système d'Adélaïde) regroupent les dépôts compris entre les premiers sédiments discordants sur le soubassement archéen et les premières couches glaciaires. Ces deux limites sont nettement définies, mais la supérieure n'est pas toujours précise sur le terrain.

Les sédiments suivants se rencontrent dans le Torrensian: A) le Conglomérat de base, B) des arkoses et quartzites, C) des sédiments à grain fin. L'épaisseur totale varie entre 1000 et 1500 m.

A) *Le Conglomérat de base*

Dans les régions proches d'Adélaïde, W. HOWCHIN (1906) appelle «Grès et conglomérats de base» les dépôts équivalents. Là cependant, les bancs pséphitiques ne reposent pas toujours sur le socle cristallophyllien et ils alternent avec d'épais bancs de grès. D. MAWSON et R. C. SPRIGG (1950) les nomment «Aldgate Sandstone» du nom d'un village à l'E d'Adélaïde.

Dans nos régions, les conglomérats occupent toujours, lorsqu'ils sont présents, l'extrême base du Torrensian.

Le Conglomérat de base est généralement d'une épaisseur inférieure à 100 m; il atteint exceptionnellement 170 m. Il renferme des galets de quartz et de quartzite, de dimensions variables, atteignant fréquemment 30 cm de diamètre. Ils sont aplatis, bien émoussés et toujours couchés dans le plan de stratification. La matrice est une arkose grossière à niveaux plus quartzitiques. Une fine stratification est souvent soulignée par de minces délits de minéraux lourds.

A l'W des noyaux cristallophylliens (série renversée) le contact avec l'Archéen est faillé et laminé. Les premiers sédiments reconnaissables sont généralement plus jeunes que le Conglomérat de base, qui n'existe que sur le front anticlinal à 6 km à l'E de la ville de Willunga. Il y est fortement laminé, les galets sont très étirés et la roche est interlitée avec de petites veines de quartz et d'oxyde de fer.

A l'E des noyaux cristallophylliens, le Conglomérat de base existe presque partout sous forme d'un banc unique. Il est bien visible à environ 6 km au SSE de l'agglomération de Mt. Compass et disparaît vers le N. Ceci est dû à un froissage tectonique: les conglomérats passent graduellement et latéralement à un schiste quartzeux et sériciteux. Les galets s'étirent, la roche se clive et des veines de quartz et d'oxyde de fer apparaissent. Nous avons observé un galet de quartzite s'effilant en une apophyse de quartz de 15 cm, allongée dans le sens du laminage. Il semblerait donc que les veines de quartz et d'oxyde de fer résultent de l'étirement des éléments du conglomérat. Le quartz et les oxydes de fer sont d'ailleurs abondants dans le Conglomérat de base.

En deux points, où le contact est normal, les conglomérats sont absents (6 km au N de Kuitpo Collony et 1500 m au SSW de cette localité), remplacés par des arkoses grossières à minéraux lourds.

B) *Les arkoses et les quartzites*

A l'E des noyaux cristallophylliens, on trouve ces roches à grain relativement grossier. Elles forment une assise, épaisse de 150 m environ, à la base du Torrensian et plus haut deux bancs très constants, de 30 à 50 m de puissance chacun. Ceci est valable dans la partie N de la région étudiée (à l'E de Willunga). Vers le S, les renseignements manquent, le Torrensian étant presque toujours couvert par des dépôts permien et récents.

Ce sont des grès plus ou moins feldspathiques; ils se marquent bien dans la topographie, là où ils sont silicifiés. La roche a une stratification nette, parfois soulignée par des trainées de minéraux lourds.

A l'W des noyaux cristallophylliens, les arkoses et quartzites apparaissent interstratifiés dans toute la série, souvent sous forme de lentilles. Ils sont parfois riches en matière argileuse et micacée. On observe fréquemment un dédoublement local de bancs. C'est un peu comme de la sédimentation entrecroisée à très grande échelle.

C) *Les dépôts à grain fin*

La majeure partie du Torrensian consiste en roches à grain fin. La faciès varie de part et d'autre des noyaux cristallophylliens.

A l'W, ce sont des schistes verdâtres, très bien lités. Vers le sommet, un faciès plus siliceux, à grain fin, s'établit. La roche devient ainsi plus cassante, grise avec une patine crème. Le passage des schistes verdâtres aux couches plus siliceuses fines est graduel. Le contact des schistes avec les arkoses et les quartzites du Torrensian n'est pas toujours franc; le passage se faisant progressivement.

A l'E des noyaux cristallophylliens, ces sédiments sont des phyllades. La succession y est beaucoup moins uniforme. Des sédiments siliceux fins apparaissent à tous les niveaux et parfois les phyllades sont sableuses.

Le Torrensian de ces régions est donc essentiellement détritique. Son épaisseur est inférieure à 1500 m. Il diffère beaucoup des séries très épaisses à calcaires, dolomies et magnésites, qui règnent plus au N, dans le bassin sédimentaire du Système d'Adélaïde. Dans nos régions, les seuls dépôts assimilables à des calcaires sont très rares. Signalons, à l'E de Mt. Cone, deux minces bancs siliceux à cristaux d'actinote.

Le Torrensian varie de part et d'autre des noyaux cristallophylliens. Des grès feldspathiques argileux et micacés apparaissent à l'E des noyaux. Nous retiendrons ce fait, car nous retrouverons dans cette région des roches plus jeunes à faciès semblable.

Les Séries du Sturtian

Elles comprennent de bas en haut:

- A) Le Glaciaire inférieur qui comprend:
 - une lentille de tillite à la base;

une formation différenciée qui comporte :

des conglomérats et quartzites interstratifiés avec des sédiments à grain fin ;

une tillite au sommet.

B) L'Interglaciale :

qui comporte des dépôts clastiques fins interstratifiés, à la base et au sommet, avec des bancs calcaires.

Les limites du Sturtian sont fixées à la base, par l'apparition des premières couches glaciaires (tillite, quartzite conglomératique ou quartzique). La limite supérieure coïncide avec le toit du premier banc calcaire important. Cette dernière limite doit souvent être prolongée approximativement, le calcaire étant lenticulaire.

A) *Les dépôts du Glaciaire inférieur*

Leur épaisseur varie de 300 à 1000 m.

1) *Les tillites*. Ce sont des roches d'origine glaciaire. De nombreux auteurs les ont étudiées en Australie méridionale. Le matériel détritique grossier serait apporté par des glaces flottantes, ou icebergs. Les galets et blocs erratiques conservent parfois des stries glaciaires et l'on observe, d'après la façon dont ils sont disposés dans les couches, qu'ils ont été « lâchés » in situ. Dans d'autres régions, les tillites sont parfois associés à des moraines terrestres et à des varves.

Dans notre région, les blocs erratiques sont petits, ils ne dépassent généralement pas 3 ou 4 cm, quelques-uns atteignant 30 cm. Les plus gros sont d'origine sédimentaire (arkoses et quartzites) et toujours très bien émoussés ; les petits sont des débris plus anguleux, de quartz et de feldspath généralement, parfois d'un gneiss à texture fine. Les débris sont épars dans la roche et non concentrés par niveaux.

La matrice est probablement une boue limoneuse, solidifiée. C'est une pâte bleutée dans laquelle ressortent des débris de toutes sortes, non orientés : blocs erratiques, grains de sable et paillettes de mica. La pâte peut être massive ou stratifiée.

Le Glaciaire inférieur comprend deux niveaux de tillite, l'un à la base, l'autre au sommet.

a) Le niveau inférieur est réduit à une très petite lentille de quelques m². (Au N de la route du Honeysuckle Flat, 1500 m au NE de l'intersection de celle-ci avec le chemin de Strathburn). La tillite est bien stratifiée, de nombreux galets de calcaire dolomitique se trouvent dans l'échantillon prélevé. Ceci est intéressant car, comme nous l'avons vu, plus au N, le Sturtian est transgressif sur les couches du Torrensian.

b) Le niveau supérieur de tillite est beaucoup plus constant. Elle est rarement stratifiée. La tillite forme un banc, épais généralement de quelques dizaines de mètres, mais pouvant atteindre 100 m. Ces variations de puissances reflètent les irrégularités de distribution des blocs erratiques dans une sédimentation continue.

Ce banc est pris comme repère pour séparer le Glaciaire inférieur de l'Interglaciale. En procédant par coupes successives, cette limite est très franche, mais n'est pas synchrone partout.

A l'W des noyaux cristallophylliens, cette tillite est presque continue. A l'E, elle n'est développée que dans le N de la région, où sa puissance est grande. Elle est plus métamorphique, ce qui se marque par l'apparition de nombreux cristaux de scapolite authigène, qui lui donnent une apparence tachetée. Elle disparaît rapidement vers le S.

2) *Les quartzites et couches conglomératiques.* Ces couches font partie du complexe glaciaire. Généralement elles sont en effet encadrées par les deux niveaux de tillite. Il est rare d'en trouver dans la tillite elle-même. Ce sont des bancs de quartzite et de quartzite conglomératique qui alternent avec des sédiments à grains plus fins.

a) Les conglomérats apparaissent en bancs importants et en petites lentilles dans les quartzites. Ils sont absents à l'E des noyaux cristallophylliens, au S de Mt. Compass, précisément là où la tillite fait aussi défaut. Les quartzites, par contre, y sont toujours présents.

Les galets des conglomérats sont presque toujours taillés dans des quartzites. Ils sont bien arrondis et de mêmes dimensions que ceux de la tillite.

Nous présumons que les conglomérats sont aussi d'origine glaciaire et déposés en milieu aqueux par des glaces flottantes. Ce type de dépôts a souvent été dénommé «fluvioglaciaire» dans la littérature géologique australienne. Il faut, peut-être voir là des apports déjà triés avant leur dernier transport par les glaces flottantes.

b) Les bancs de quartzite sont généralement au nombre de trois, parfois de six. Leur épaisseur atteint 10 m par banc, mais peut diminuer et le banc peut même disparaître complètement. Des bancs se rejoignent parfois. Ce phénomène est bien illustré à l'W des noyaux cristallophylliens. Il est difficile de savoir si cela résulte de répétitions tectoniques où s'il s'agit d'un phénomène sédimentaire. Peut-être, les deux causes ont-elles joué.

Les quartzites sont plus ou moins arkosiques, généralement massifs, parfois stratifiés. Grâce à leur résistance à l'érosion, ils forment des mésas ou des cuestas portant encore parfois des restes de la couverture tertiaire. Mt. Magnificent, par exemple, est le point culminant d'une cuesta très bien marquée.

3) *Les sédiments à grain fin.* Nous adopterons le terme de microgrès, tel qu'il est défini par G. LUCAS (1942) pour désigner les anciens sédiments siliceux détritiques fins, ou boues limoneuses.

Des microgrès séparent les bancs de quartzite et forment la matrice des tillites. Il n'existe aucune différence lithologique entre ces couches et celles du Torrensian, dont les dépôts sommitaux sont siliceux. De même, il n'y a pas de différence entre les microgrès des dépôts du Glaciaire inférieur et ceux qui forment la base de l'Interglaciaire.

Les microgrès sont gris bleuté. Ils contiennent souvent du matériel détritique feldspathique, ce qui leur donne une patine crème là où ils sont proches des anciennes surfaces d'érosion pliocènes et quaternaires. Cette patine fait ressortir une fine stratification.

Les microgrès sont très constants de part et d'autre des noyaux cristallophylliens; la seule différence observée est due à un métamorphisme plus poussé à l'E. Ceci fait ressortir la stratification, accusée par de minces délits de phyllades, originellement plus argileux.

La subdivision des dépôts du Glaciaire inférieur en deux tillites séparées par des quartzites conglomératiques, aussi d'origine glaciaire, nous permet de faire quelques corrélations avec d'autres régions du Système d'Adélaïde.

La tillite supérieure se retrouve non loin d'ici, dans la coupe type, car elle est en-dessous des dépôts interglaciaires et aussi au-dessus d'un groupe de quartzites, appelé «Belair Group». Cet horizon de tillite y porte le nom de «Sturt Tillite».

D. MAWSON, en 1949, décrit une succession glaciaire dans les Chaînes de Flinders, à l'E de Hawker (soit 300 km au N d'Adélaïde). Là aussi, il y a deux horizons de tillite en-dessous des interglaciaires. Ces deux tillites sont séparées par des arkoses et quartzites. D. MAWSON considère le niveau supérieur comme l'équivalent du «Sturt Tillite» et nomme l'inférieur «Bibliando Tillite».

Dans la région de Mt. Painter, à 600 km au N d'Adélaïde, les dépôts du Glaciaire inférieur comportent deux tillites massives, l'un à la base et l'autre au sommet. Là où l'on s'approche du bord du bassin de sédimentation, qui est aussi le lieu d'origine des blocs erratiques, ces deux horizons de tillite sont séparés par de très nombreuses lentilles de tillite massive, de tillite stratifiée et de quartzites conglomératiques.

Les dépôts du Glaciaire inférieur, de la région étudiée, se parallélisent donc très bien avec ceux d'autres régions. Dans l'état de nos connaissances actuelles, dans toute l'Australie méridionale, le Glaciaire inférieur, présente les caractères suivants: ce sont des couches marines, comprenant des développements de tillite et de fluvio-glaciaire; les tillites sont généralement à la base et au sommet; le niveau supérieur étant mieux développé.

B) *Les dépôts de l'Interglaciaire*

Ces couches de 600 m d'épaisseur sont caractérisés par leur stratification feuilletée et par leur position stratigraphique entre les dépôts du Glaciaire inférieur et du supérieur. Elles contiennent fréquemment des calcaires, soit stratifiés et feuilletés, soit massifs.

Avant d'aborder leur description et pour mieux comprendre certains phénomènes décrits par la suite, il est utile de décrire le passage vertical de ces couches aux tillites.

Dans la région de Kulpara, à 70 km plus au N, comme dans la région de Mt. Painter, on assiste à d'intéressantes variations de faciès. Les tillites et les fluvio-glaciaires passent à des bancs calcaires et dolomitiques. C'est au voisinage du contact des tillites et des formations de l'interglaciaire que les passages latéraux des faciès sont visibles: tillite massive – alternance de tillite et de bancs calcaires – calcaires conglomératiques sableux – enfin, calcaires et dolomies à très rares galets. Ces derniers bancs prolongent donc une digitation de tillite dans l'Interglaciaire. Ils peuvent se suivre sur des kilomètres (fig. 2).

En s'approchant des terres émergées (au Sturtian), ce qui peut être observé à Mt. Painter, les tillites deviennent de plus en plus épaisses. Le Glaciaire inférieur y est transgressif sur l'Archéen auquel sont arrachés les blocs erratiques des tillites. Le phénomène, décrit au paragraphe précédent, est particulièrement bien développé. Les bancs de calcaire, qui passent aux digitations de tillite, se suivent très loin dans le bassin sédimentaire.

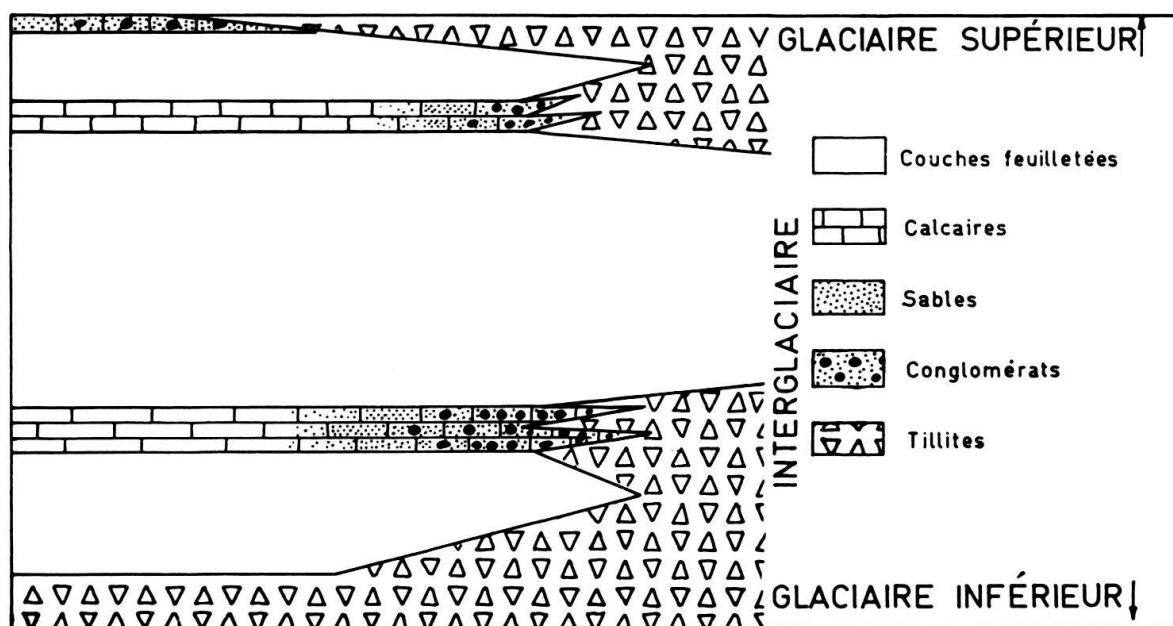


Fig. 2. Croquis très schématique, montrant le passage des tillites aux couches feuilletées de l'Interglaciaire

Ce phénomène pourrait s'expliquer par un réchauffement des eaux. Ce dernier provoquerait la précipitation des carbonates au large, la fusion brusque des icebergs à la côte et le dépôt sur les terres émergées de tillite normale (moraine terrestre).

1) *Les bancs calcaires.* L'Interglaciaire de la feuille Milang contient des couches de calcaire et de dolomie. Elles sont fréquentes au sommet de l'Interglaciaire, près du contact avec le Glaciaire supérieur. A la base, il n'en existe qu'une, prolongeant un quartzite (Au NW d'Ashbourne).

Les bancs carbonatés atteignent 30 m d'épaisseur, mais ils ne sont pas constants. Ils passent souvent à des couches détritiques à grain fin. Qu'il soit latéral ou vertical, le passage se fait de la même façon: on voit dans le calcaire massif ou rubané, apparaître des délités finement détritiques qui envahissent la pâte, donnant naissance à une roche entièrement détritique, à ciment légèrement calcaire et contenant de très rares délités, plus riches en carbonate.

Un des bancs est plus constant que les autres. La limite du Sturtian et du Marinoan est placée au-dessus de ce banc, en prolongation des subdivisions faites sur la feuille au N (R. C. SPRIGG et B. WILSON 1954). Nous adoptons les vues de ces auteurs sur l'équivalence probable de ce banc avec le «Brighton Limestone» de la section type.

Le calcaire est parfois dolomitique, le plus souvent finement siliceux. A l'E des noyaux cristallophylliens, il est marmorisé et riche en pyrite.

2) *Les sédiments à grain fin.* A la base, ce sont des microgrès. Ils passent vers le haut, à des schistes argileux. Au sommet de ces derniers apparaissent des schistes à niveau sableux et à silt. Comme mentionné précédemment, ils sont très bien lités dans toute leur épaisseur. Les couches se clivent bien et sont exploitées, près de Willunga, comme schistes ardoisiers. W. HOWCHIN (1904) les a baptisé «Tapley's Hill Slates». Elles ont été reconnues partout où le Système d'Adélaïde existe.

Les Séries du Marinoan

Elles comprennent de bas en haut :

- A) 200 m environ de couches de l'Interglaciale.
- B) Le Glaciaire supérieur avec des calcaires, des conglomérats et des dépôts clastiques fins.
- C) Les dépôts du Marinoan supérieur (ou dépôts postglaciaires).

A l'W des noyaux cristallophylliens :

- 1) Une alternance de quartzites, grès impurs et microgrès.
- 2) Un banc unique de schistes argileux pourpres.

A l'E des noyaux cristallophylliens : des phyllades plus ou moins siliceuses avec des lentilles de grès feldspathiques impurs.

La limite supérieure du Marinoan est placée comme suit :

A l'W des noyaux cristallophylliens, au-dessus des schistes pourpres. Cette limite est nette sur la feuille Milang, les sédiments plus jeunes les recouvrent en discordance.

A l'E des noyaux cristallophylliens, le haut de la série manque, enlevée pendant une période d'érosion. Les dépôts plus jeunes sont transgressifs.

A) *Les dépôts de l'Interglaciale*

La sédimentation continue inchangée. Les dépôts sont feuilletés, ce sont des schistes à niveaux siliceux, parfois calcaires.

B) *Les dépôts du Glaciaire supérieur*

Ces couches sont représentées de part et d'autre des noyaux cristallophylliens. Elles sont caractérisées par des horizons pséphitiques qui apparaissent en lentilles à tous les niveaux. Le Glaciaire supérieur est puissant de 500 m environ.

Les sédiments suivants constituent le niveau B.

1) *Les calcaires.*

A l'E des noyaux cristallophylliens, il en existe jusqu'à trois lentilles qui atteignent 30 m d'épaisseur chacune. Ces roches sont associées aux couches conglomératiques ; souvent, il y a passage latéral avec interdigitations, comme nous l'avons décrit pour d'autres régions d'Australie méridionale.

Les calcaires sont parfois dolomitiques. Ils contiennent généralement de la pyrite. Ils sont marmorisés, massifs ou lités.

A l'W, une seule lentille de calcaire affleure (tout près de Willunga). C'est un marbre blanc à cristaux de pyrite. Il n'est pas associé à des bancs pséphitiques.

2) *Les conglomérats*

Ce sont de très nombreuses petites lentilles, réparties dans toute l'épaisseur du Glaciaire supérieur. Parfois, elles sont groupées, suivant un horizon continu.

Les galets sont d'origine sédimentaire ou cristalline : quartzite, arkose, microgrès, schiste et rarement aplites. Ils sont bien émoussés, sauf pour des schistes et microgrès qui sont plus anguleux. Les galets de quelques centimètres sont très

rares. Leur taille est inférieure au centimètre. Ils sont parfois disposés selon le plan de stratification, mais souvent disséminés dans une pâte fine.

La matrice est presque toujours massive, de couleur verdâtre. C'est un microgrès.

3) *Les sédiments terrigènes à grain fin*

Ces dépôts alternent avec des calcaires et des conglomérats. Ils sont analogues aux couches de l'Interglaciaire. Ce sont des schistes limoneux. Par endroits, ces couches sont envahies par un faciès gréseux feldspathique et micacé. Ceci peut être observé de part et d'autre des noyaux cristallophylliens. Ce faciès apparaît en grosses lentilles, par exemple, entre la route de Delabole Hill et la colline de Mt. Terrible, et à l'E dans la coupe de la route Ashbourne-Bull's Creek, à l'extrémité N de la feuille.

Ces couches sont donc considérées comme d'origine glaciaire. Elles sont pséphitiques et contiennent du matériel cristallin. Les galets sont parfois épars dans la roche qui devient ainsi une tillite à petits galets. Dans d'autres régions, des dépôts occupant une même position stratigraphique, sont associés à des tillites certaines.

En conclusion: Le Glaciaire supérieur est présent partout où existe le Système d'Adélaïde. Il est moins épais que le Glaciaire inférieur. Il est représenté par des tillites, des quartzites conglomératiques, des niveaux à petits galets et des calcaires plus ou moins riches en débris erratiques.

C) *Le Marinoan supérieur (ou couches post-glaciaires)*

Les faciès de la partie sommitale du Marinoan varient beaucoup de part et d'autre des noyaux cristallophylliens. L'épaisseur de 1000 m environ est constante partout.

1) A l'W, sa limite inférieure est marquée par des couches siliceuses.

Elles comprennent:

a) Trois bancs de quartzite de 10 à 30 m d'épaisseur chacun. La roche est très pure, rarement feldspathique et contient de nombreuses petites vacuoles de 1 cm de long. Ce sont probablement des empreintes de galets de boue. La roche, complètement silicifiée, se marque bien dans la morphologie. Par légère réduction granulométrique, par accroissement de matière feldspathique et argileuse, ces bancs passent verticalement à

b) des grès feldspathiques, argileux. Ils forment des bancs plus épais que les quartzites. Ils sont bien lités et ornés de ripple marks. Par réduction de la dimension du grain, ces roches passent à

c) des microgrès feldspathiques et argileux, qui forment la majeure partie des couches post-glaciaires. Ces couches sont aussi litées et leur couleur est brun-vert, leur patine crème.

Il existe de nombreuses récurrences de quartzites dans les grès ou de grès dans les microgrès. Les bancs sont irréguliers, montrant des interdigitations, des dédoublements et des formes lenticulaires. Tout cela suggère une sédimentation de bassin paralytique, telle qu'elle est décrite dans l'Avant-Fosse Molassique alpine par A. BERSIER (1938, 1948) et définie par J. TERCIER (1939). Cette formation différenciée est surmontée par

d) des schistes argileux, pourpres, à silt. Sur la feuille Milang, ils forment un banc unique, qui termine le Marinoan. Le banc est bien délimité, et mesure 10 à 15 m d'épaisseur. La roche est argileuse, légèrement siliceuse et feldspathique. La pâte est particulièrement fine, et contient de rares grains de sable. La stratification est extrêmement fine, visible à la loupe seulement. Elle est soulignée par des trainées plus pourprées.

Dans les régions voisines, de tels bancs se trouvent interstratifiés dans tout le Marinoan supérieur. Dans la région de Kulpara, (plus au N) ils forment de nombreuses lentilles dans une formation essentiellement gréseuse.

La couleur pourpre est un apport continental, nous verrons qu'elle est liée à la proximité du socle Yilgarnia. Ces couches s'encadrent bien dans une sédimentation paralique. Nous les considérons comme des dépôts de lagunes, séparées de la mer par des barres sableuses.

Le Cambrien surmonte ces dépôts.

2) A l'E des noyaux cristallophylliens, la succession est moins différenciée. Ce sont des microgrès et des phyllades gris. Très localement (à 3 km au NNE d'Ashbourne), les microgrès sont cantonnés à la base et les phyllades au sommet. Ailleurs, les deux types alternent plusieurs fois. Ces couches sont toujours à grain fin et bien litées.

Dans ce secteur oriental, la sédimentation a peu varié dans le Marinoan, hormis les couches à galets erratiques et les calcaires, aussi rattachés aux glaciations.

LE CAMBRIEN

Ce paragraphe ne traite que des dépôts cambriens d'âge presque certain. Ils affleurent à l'W des noyaux cristallophylliens, dans la pente des collines, en bordure des plaines quaternaires, au SW de Willunga.

Un nouveau cycle sédimentaire débute avec le Cambrien qui repose, en discontinuité stratigraphique, sur les couches pourpres du Marinoan. Le Cambrien est caractérisé par une sédimentation surtout calcaire. Sa limite supérieure est inconnue, le Cambrien étant recouvert directement par le Quaternaire des plaines. Les couches observées ont une épaisseur de 300 m environ. Les niveaux suivants se succèdent de la base au sommet:

- A) arkoses grossières.
- B) interdigitations de:
 - 1) quartzites et de
 - 2) calcaires.
- C) schistes argileux et siliceux décalcifiés.
- D) calcaires à *Archaeocyathinae*.
- E) schistes à nodules, parfois phosphatés.

A) Les arkoses grossières reposent sur les couches pourpres du Marinoan. Le contact est net. Les arkoses sont très constantes, disposées en couches de 10 à 30 m d'épaisseur, bien silicifiées et massives. L'arkose est pure. Le grain est grossier, atteignant 1 à 2 mm, bien arrondi. Elles sont surmontées par

B) des quartzites et des calcaires.

1) Par légère réduction granulométrique et par appauvrissement en matériel feldspathique, les arkoses de base passent aux quartzites. Ces derniers, aussi, sont complètement silicifiés. Le grain est relativement grossier, la roche est pure, massive, dure et sonore au choc. Ces couches ne sont pas constantes, elles passent, latéralement, par interdigitation à

2) des calcaires. B. CAMPANA et B. WILSON (1954) ont adopté dans leur région d'étude cette assise calcaire, comme base du Cambrien. Ils y ont observé des «*Archaeocyathinae* microscopiques». Ces fossiles n'ont pas été retrouvés dans notre région.

Le calcaire est gris-acier, lité, parfois finement recristallisé, riche en matériel siliceux et argileux. Ce passage aux quartzites s'observe à toute échelle. Le contact des deux roches est généralement très franc. On voit des alternances de bancs calcaires et quartzitiques (5 à 40 cm) ainsi que des lentilles de l'un dans l'autre. La silicification complète du quartzite et la dissolution du calcaire en surface, mettent en relief le premier qui donne à l'affleurement des dalles ou des bancs vacuolaires. L'ensemble a 30 m de puissance.

Les calcaires passent, à leur sommet, à

C) des schistes décalcifiés, finement siliceux. Ces roches ont une puissance de l'ordre de 150 m. Leur passage, aux calcaires sous-jacents, est graduel.

A leur base, les schistes contiennent des bancs sableux, vers le sommet, la roche devient plus uniforme. Ce sont des schistes, très finement siliceux et bien lités.

Il semble que ces schistes soient décalcifiés. L'on voit souvent des zones qui ont échappé à ce phénomène, elles sont à délits plus calcaires. Aussi, en général, la roche présente des passées plus friables que d'autres. Ajoutons que leur apparence est très semblable à celle des couches décalcifiées de l'Interglaciaire. Dans les régions proches de Willunga, des gorges profondes nous permettent de les suivre jusqu'à la roche fraîche et calcaire. Cette altération semble ancienne, elle est liée à la présence d'une surface pliocène, marquée par un remaniement important des carbonates, à l'état de solution. Vers le haut, les schistes alternent avec de minces zones plus friables, brunâtres, qui étaient originellement des délits plus calcaires et passent ainsi au

D) Calcaire à *Archaeocyathinae*. La prolongation de cette assise découverte par W. HOWCHIN en 1897, est devenue classique, en Australie méridionale, à cause de sa faune. Suivant l'usage, nous lui gardons son nom d'«*Archaeocyathinae Limestone*» (E. N. TEESDALE-SMITH 1956) bien qu'il n'ait pas livré de fossiles dans notre région où la roche affleure très mal. Elle est généralement recouverte de croûtes carbonatées. Là où elle est fraîche, c'est un calcaire massif gris-blanc.

L'épaisseur du calcaire doit être inférieure à 30 m. Sa limite supérieure n'a pas été observée, mais elle semble brutale. Il est surmonté par

E) des schistes à nodules. Ces schistes sont bien lités, en couches d'épaisseurs variables (de quelques cm à quelques dm). La roche est argileuse, finement siliceuse et parfois micacée. Les nodules, de quelques centimètres de diamètre, ont généralement la même composition que la roche encaissante. Parfois, ils sont enduits d'une laque noire micacée, certains, plus petits, sont phosphatés.

B. DAILY (1956) date du Cambrien inférieur grâce à des données paléontologiques, des couches de position analogue affleurant dans les régions voisines.

Le Groupe du Kanmantoo

Lithologie

A l'E des noyaux cristallophylliens, le Système d'Adélaïde est recouvert par une épaisse et monotone succession de sédiments sans fossiles. Ces roches occupent la moitié SE de la région étudiée. Ce sont en très grande majorité des grès feldspathiques et minacés (A), des schistes argileux et des calcaires (B), des grès feldspathiques (C) avec un marbre interstratifié (D).

A) *Les grès feldspathiques et micacés*. Ils sont de couleur grise, souvent massifs, parfois bien lités. Par endroits, la stratification est entrecroisée et montre des coulées de boue; plus rarement, elle est fine et horizontale, à surfaces micacées.

La proportion de feldspath, mica et argile est variable. Le quartz est toujours présent. La gamme des roches représentées est donc vaste; elle va des quartzites impurs aux phyllades, avec des passages progressifs ou brutaux. De nombreux passages latéraux existent aussi.

Une subdivision stratigraphique très sommaire donnerait:

- a) A la base, 300 m environ de sédiments, essentiellement sableux.
- b) Au sommet, des couches plus argileuses à débris siliceux et feldspathiques plus fins. Ce sont généralement des phyllades.

Très localement, le Kanmantoo comporte une succession différenciée, mais lenticulaire, à sa base, soit:

B) *Les schistes argileux et des calcaires*. Une de ces lentilles longe la cuesta de Mt. Magnificent. Les couches s'orientent approximativement NNE-SSW. Elles affleurent bien dans la coupe de la rivière Finnis, 1500 m au S de Mt. Magnificent. L'on y reconnaît de bas en haut:

- a) un calcaire à la base
 - b) des schistes pyriteux à nodules phosphatés (selon la définition de R. C. SPRIGG et B. CAMPANA (1953), le groupe du Kanmantoo débute au-dessus des couches phosphatées: ces deux niveaux seraient donc dans le Cambrien de ces auteurs)
 - c) des grès impurs
 - d) un marbre interstratifié dans des grès impurs.
- a) Le calcaire à la base du Kanmantoo, forme une lentille, épaisse de quelques dizaines de m et longue de 100 m environ. A la base, c'est un calcaire massif, marmorisé, à zones dolomitiques. Au sommet, des délits de quartzite et de microgrès de 10 à 40 cm apparaissent, donnant une roche rubanée. Les délits calcaires deviennent détritiques et moins grossièrement recristallisés.

En suivant le contact de base du Kanmantoo, depuis la rivière Finnis et vers le NNE, l'on voit deux autres lentilles calcaires. L'une est à 1000 m de la première, l'autre est à 2200 m.

b) Des schistes pyriteux, à nodules phosphatés, surmontent le calcaire. Ils sont épais de 150 m dans la coupe de la rivière. Ce sont des schistes argileux, bien lités, caractérisés par une coloration bleu-noir et par des enduits rouges et jaunes sur les

surfaces de clivage. Cet encroûtage est de limonite et de soufre. Il est dû probablement à la décomposition de la pyrite. Comme le remarque D. MAWSON (1939), les schistes contiennent de petits nodules noirs phosphatés.

A ces schistes s'associent de minces délits sableux à scapolite authigène et un banc de quartzite bleu, épais d'une quinzaine de mètres.

Cette formation complexe est lenticulaire. Elle se suit, vers le NNE, sur 4 km et vers le SSW sur 150 m. Des schistes analogues, mais sans marbres, quartzite, scapolite et phosphate, se retrouvent au SSW à 2 km de là.

Au N d'Ashbourne, des schistes noirs à pyrite et délits sableux se retrouvent à la base du Kanmantoo, sur plus de 3 km. Nous les considérons comme les mêmes.

c) Des grès feldspathiques et micacés surmontent les schistes à nodules phosphatés. Ces grès affleurent en bancs épais. Ils sont de faciès analogue à celui qui domine dans le Kanmantoo. A 300 m de leur base, il y a, toujours dans la coupe de la rivière :

d) un marbre, interstratifié dans ces grès impurs. Le contact inférieur est tranché, le supérieur est mal défini; des délits siliceux apparaissent et la roche perd ainsi son individualité.

Le calcaire n'affleure pas au S de la rivière, où la sédimentation de grès est interrompue. Vers le NNE, les couches calcaires se suivent sur 1200 m, puis passent latéralement à des phyllades sableux. Ces derniers se suivent, en un banc mal délimité, sur 3 km.

La transgression du Kanmantoo

Au N d'Ashbourne, le Kanmantoo repose sur les couches du Marinoan. Entre 1,5 km au N de cette localité et jusqu'à la cuesta de Mt. Magnificent, les roches s'orientent, en gros NE-SW. Le Kanmantoo repose en discordance angulaire sur des roches toujours plus anciennes. Ce contact peut difficilement être interprété comme faillé car il y est replissé. Par exemple: dans l'anticlinal au NW d'Ashbourne, le Kanmantoo repose sur les dépôts post-glaciaires du Marinoan; dans la charnière du synclinal qui fait suite à l'E, le contact a atteint les dépôts du Glaciaire supérieur (fig. 3). Au pied de la cuesta du Mt. Magnificent, le Kanmantoo repose sur un quartzite, de la base du Glaciaire inférieur. Nous pensons que le Kanmantoo est transgressif. 6 km à l'E d'Edinburgh Swamp, au N de la vallée du Haut Hindmarsh, il repose sur des dépôts du Glaciaire inférieur, tantôt sur un quartzite et tantôt sur des microgrès. A sa base, le grain est très grossier et la direction des couches fait un angle de 10° avec le contact de base du Kanmantoo. Ce phénomène a été observé aussi à 3 km au SE de Spring Mount. Nous pensons que le Kanmantoo transgresse sur une surface accidentée.

L'âge du Kanmantoo

Comme nous l'avons vu, à l'W des noyaux cristallophylliens, un nouveau cycle débute avec le Cambrien. Il est transgressif sur des dépôts paraliques. Il est calcaire surtout et contient au sommet des couches phosphatées.

Le Kanmantoo contient, à sa base, dans la coupe de la Finnis, une lentille de schistes à phosphate. Au SW de cette région, des dépôts analogues ont été reconnus sur les deux flancs d'un anticlinal par B. CAMPANA et B. WILSON (1954). Là, les

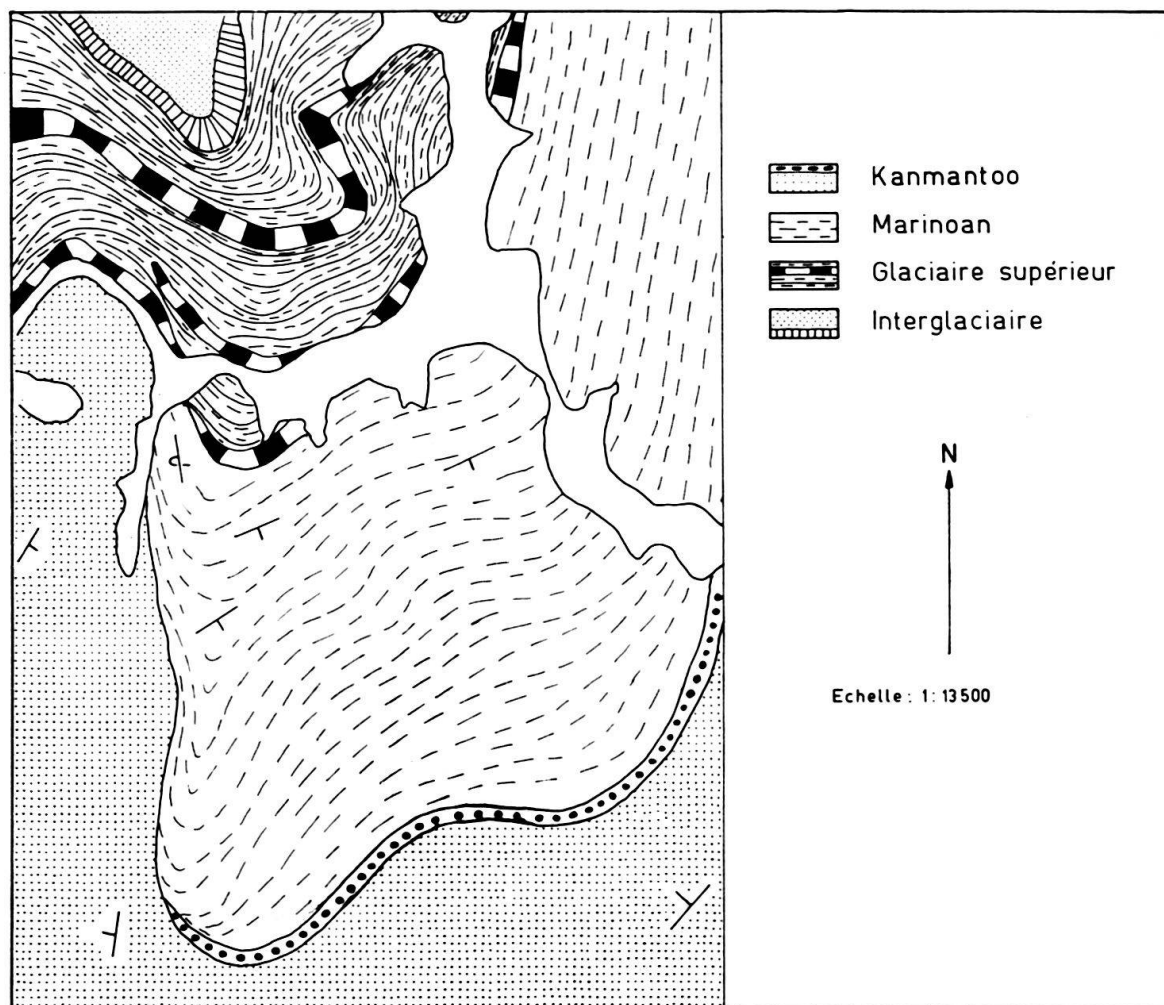


Fig. 3. Carte géologique de la région sise à 1,6 km au NNE de Ashbourne.

dépôts du flanc oriental sont de faciès identiques, avec les couches phosphatées de la coupe de la Finnis et les dépôts du flanc occidental prolongent les affleurements cambriens à l'W des noyaux cristallophylliens.

Les couches phosphatées et les calcaires de la coupe de la rivière Finnis sont lenticulaires et interstratifiées avec des grès impurs. Ils sont à la base du Kanmantoo mais ne peuvent en être séparés. Sur la base de la corrélation de ces couches avec celles levées par B. CAMPANA et B. WILSON, nous attribuons le Kanmantoo au Cambrien. Sa base serait l'équivalent du Cambrien de l'W des noyaux cristallophylliens.

Dans l'Ile Kangaroo, au SW de la feuille Milang, le Kanmantoo est transgressif sur le Cambrien inférieur (B. DAILY 1956). Mais il existe d'autres transgressions plus anciennes, dans le Cambrien inférieur. Le faciès du Kanmantoo n'aurait donc pas débuté de façon synchrone et la transgression ne serait pas simple. Ceci semble plausible à une époque où les plissements orogéniques étaient actifs.

Ainsi que nous l'avons décrit, un faciès analogue à celui du Kanmantoo envahit les roches sous-jacentes du Système d'Adélaïde, surtout à l'E des noyaux cristallophylliens. Il est donc probable que, plus à l'E du contact de base du Kanmantoo, le Protérozoïque apparaisse dans les cœurs anticlinaux avec un faciès de grès micacés.

Nous n'avons pas de données pour fixer l'âge du sommet du Kanmantoo, sinon que le Permien le recouvre en discordance. B. DAILY date la fin du plissement et de la sédimentation au Cambrien moyen, dans les régions où le Cambrien a un faciès différent du Kanmantoo et où il repose sur le Système d'Adélaïde.

TECTONIQUE

Introduction

Le Protérozoïque et le Paléozoïque inférieur ont été plissés avant le Permien. Il n'existe pas de critères pour dater avec précision la fin de cette orogénèse. Comme les derniers dépôts plissés sont cambriens, les auteurs australiens admettent que l'orogénèse est Paléozoïque inférieure, soit, en gros, rattachée aux plissements calédoniens ou taconiques.

Tous les plis de notre région sont parallèles entre eux; ils sont orientés N 5° E à N 20° E, soit approximativement N-S. Les axes sont affectés de dépressions et de culminations; là où les culminations sont maximales, l'Archéen affleure. On observe que les cœurs anticlinaux archéens sont groupés, décalés les uns par rapport aux

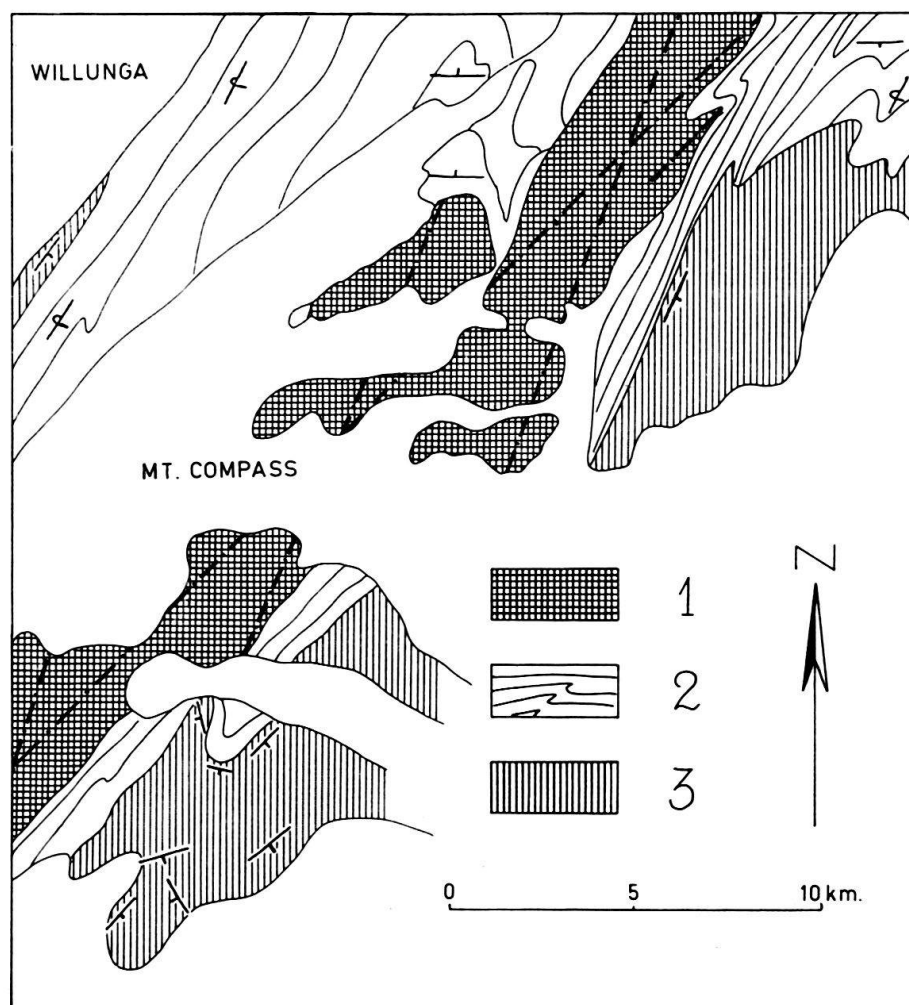


Fig. 4. Esquisse tectonique de la région de Mt. Compass au 1:250 000

1: Archéen, 2: Protérozoïque, 3: Paléozoïque

Les axes des plis sont marqués par des lignes interrompues

autres suivant une direction NE-SW. La culmination est parfois telle que les cœurs archéens forment des affleurements continus, l'érosion ayant débarrassé les charnières synclinales de leur contenu sédimentaire.

L'ensemble donne donc l'image d'anticlinaux orientés NE-SW, replissés suivant des axes N-S (fig. 4).

Il existe quelques décrochements, mais ils sont rares. Ils sont antérieurs au Permien, mais ont parfois joué postérieurement.

Nous décrirons successivement les plis N-S, les plis de direction NE-SW, les décrochements. Tous ces phénomènes sont aisément visibles dans la portion NW de notre carte, où les séries sont bien différenciées. En revanche, dans les terrains monotones du Kanmantoo, les plis sont difficiles à mettre en évidence.

Les plis et chevauchements orientés N-S

Les plans axiaux sont généralement déversés vers l'E et les plis passent à des plis-failles chevauchants.

Les chevauchements se marquent, sur la carte, comme des décrochements; ceci est dû au fort plongement axial des plis.

Les plis et chevauchements sont bien visibles entre Ashbourne et Kuitpo Collony. Là, les couches jeunes (Interglaciaire à Kanmantoo) sont plissées en une succession d'anticlinaux et synclinaux. Plus au N, le plongement des axes vers le S fait apparaître les roches plus anciennes du Système d'Adélaïde. Le style devient moins souple, les couches sont répétées plusieurs fois par des chevauchements cassants.

Le pli NE-SW.

Le lieu des points, des culminations axiales, est marqué, dans la région, par une ligne qui passe par Mt. Compass. Elle est orientée NE-SW. Comme elle est oblique sur la direction des axes des plis N-S, trois cœurs anticlinaux s'échelonnent du NE au SW sur la feuille Milang. Ce sont nos noyaux cristallophylliens. A la culmination des axes, l'Archéen est continu à l'affleurement. Les synclinaux séparant ces cœurs anticlinaux sont fortement écrasés dans les couches du Torrensian et dans l'Archéen. Dans un cas (2,8 km à l'ENE de la colline de Mt. Compass) la charnière synclinale, dans l'Archéen, a dégénéré en chevauchement que suit un dyke basique.

De part et d'autre des culminations, les plongements axiaux sont très marqués. Ils peuvent être mesurés sur le front N et sur le front S de chacun des cœurs anticlinaux archéens ainsi que dans leur enveloppe de Torrensian; ils sont proches de la verticale. Mais, pour les couches plus jeunes, le style du plissement est différent de part et d'autre de la ligne qui joint les culminations axiales; au SE, (soit à l'E des noyaux cristallophylliens) le Marinoan et le Kanmantoo sont encore plissés avec les axes orientés N-S. Par contre, au NW, ce n'est pas le cas. Les couches profondes (Archéen, Torrensian, Glaciaire inférieur) montrent encore ces plis; les roches plus jeunes (Marinoan, Cambrien) ne sont pas affectées par le plissement N-S; ces derniers dépôts constituent le flanc renversé d'un anticlinal important dont l'axe passe par Mt. Compass et qui est orienté NE-SW. Cet anticlinal cause donc des culminations axiales des plis N-S. Le tout donne l'impression, sans que nous voulions l'impliquer, de tectoniques superposées.

La direction NE-SW est celle des anciennes limites paléogéographiques dans ces régions.

Les décrochements

Les décrochements anté-permiens sont tous orientés en gros NW-SE. Les plus importants sont localisés à 1 km au N de Mt. Terrible, 5 km à l'E d'Edinburgh Swamp et 1 km à l'W de Wood Cone. Ce dernier a rejoué après le Permien.

Conclusions sur le Proterozoïque et le Cambrien en Australie Meridionale

Le bassin sédimentaire du Système d'Adélaïde et du Cambrien est bien limité à l'W par un bouclier de terrains archéens, nommé «Yilgarnia Craton» (L. COTTON 1930, E. C. ANDREWS 1937, B. DAILY 1956). A sa bordure, le bouclier est recouvert de sédiments tabulaires. Ce sont, à la base, de minces couches pourprées analogues aux dépôts post-glaciaires, du bassin paralique. Les couches sont surmontées par du Cambrien calcaire.

Vers la fin de son existence, le bassin du Système d'Adélaïde a donc empiété sur sa marge continentale et a inondé le bouclier Yilgarnia. Ce trait paléogéographique a persisté aussi longtemps que se sédimentaient les calcaires cambriens. Il faut peut-être voir là un effet précurseur du plissement.

Le bassin sédimentaire est moins bien délimité à l'E. Il y a bien des affleurements d'Archéen, mais ceux-ci contiennent dans des charnières synclinales pincées, des roches du Système d'Adélaïde. Ce ne sont donc que des limites d'érosion dues à des culminations axiales. Celles-ci ont d'ailleurs été exondées par moments: le Sturtian y est parfois transgressif sur l'Archéen. Ces affleurements d'Archéen sont localisés dans les régions de Mt. Painter et Olary.

Les couches du Système d'Adélaïde et du Cambrien sont variées, chronologiquement. Mais chacune reste assez constante dans tout le bassin.

Les alternances parfois épaisses, de grès et schistes pourpres, sont développées en bordure du bouclier Yilgarnia. La couleur pourpre affecte déjà le Glaciaire supérieur, près du bouclier, mais ne se retrouve plus dans les sédiments, même les plus jeunes, dans les régions à l'E (Mt. Painter).

Les dépôts du Torrensian, si caractéristiques par leurs développements carbonatés, passent, au S et au SE à des couches exclusivement détritiques. Dans cette région, les séries s'amincissent considérablement comme B. CAMPANA et B. WILSON le font remarquer. Aussi, B. DAILY (1956) considère la région comme un haut fond, isolé du bouclier, responsable de l'amincissement des niveaux du Système d'Adélaïde. Ce haut fond est marqué par une surface d'érosion suivie par la transgression du Cambrien, à faciès plus géosynclinal: le Kanmantoo.

Les connaissances actuelles permettent de séparer trois zones sédimentaires dans ce bassin (fig. 5).

1) La plate-forme continentale (Yilgarnia Craton) qui est recouverte de sédiments jeunes non plissés.

2) Une avant-fosse (Système d'Adélaïde), large au N, s'amincissant vers le S où elle s'incurve autout de la plateforme continentale. C'est une mer intérieure, à dépôts variés chronologiquement, mais constants dans le bassin de sédimentation.

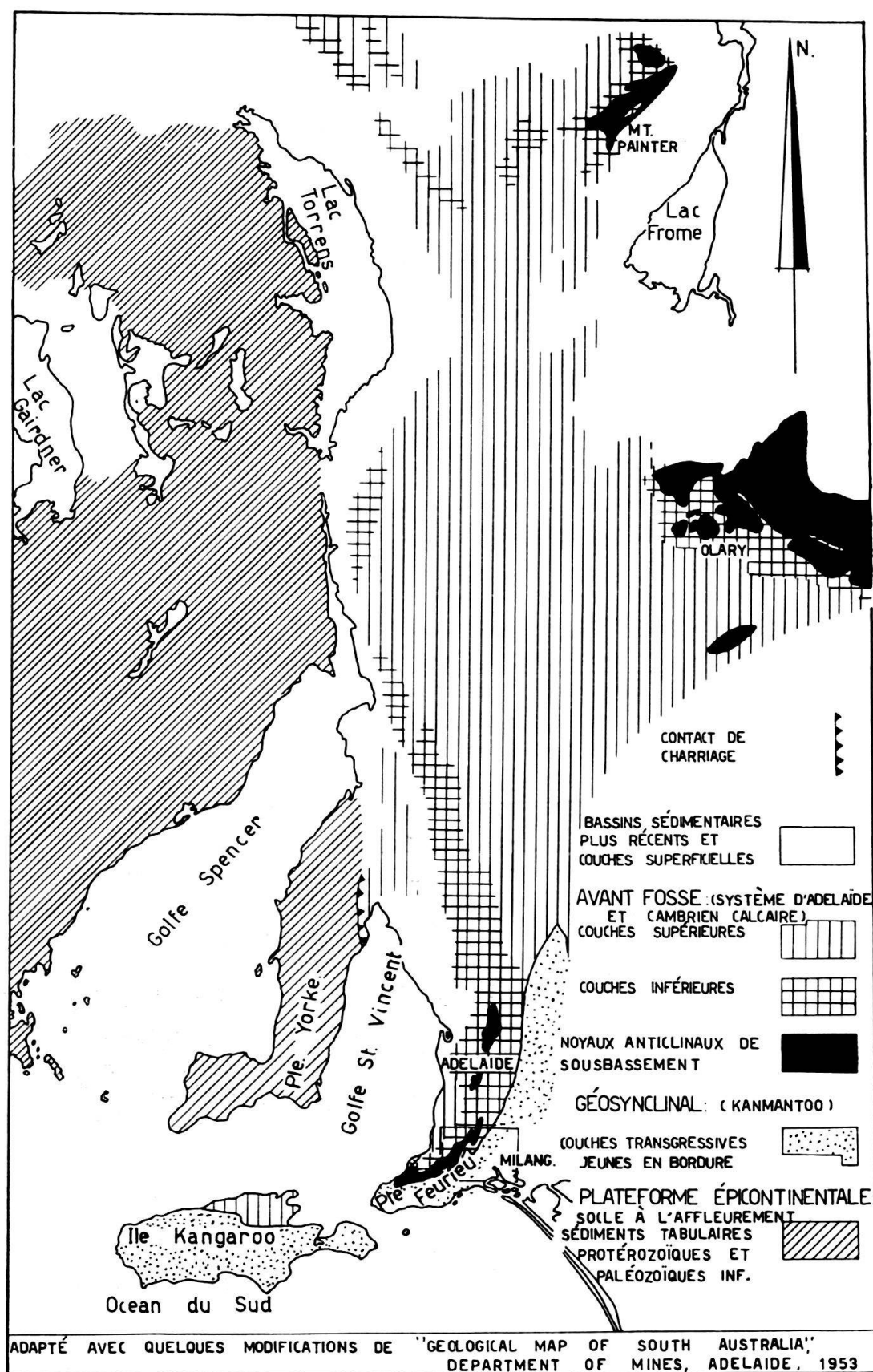


Fig. 5. Esquisse tectonique d'une portion de l'Australie méridionale au 1 : 5 000 000

Vers la fin du Protérozoïque, un bassin molassique se développe en bordure du bouclier.

Ces dépôts sont plissés; une série de plis donne des vagues parallèles au bord du bouclier. B. THOMPSON, dans un exposé devant la Société Géologique d'Adélaïde, a démontré que les plis (N-S) s'échelonnent vers le NNE au N d'Adélaïde. Au N du Golfe St. Vincent, ce phénomène est exagéré en un grand charriage.

3) Une zone plus géosynclinale où le Cambrien, peut-être aussi le Protérozoïque, passent au «Groupe du Kanmantoo» qui est un faciès flysch.

L'orogénèse a pris fin au Paléozoïque inférieur, soudant les nouveaux terrains au bouclier Yilgarnia. Ce nouveau socle se perd au S, sous l'Océan du Sud, et à l'E, sous des dépôts récents. A près d'un millier de kilomètres à l'E le socle réapparaît, plissé avec des dépôts paléozoïques inférieurs et moyens.

Faut-il voir là la migration du géosynclinal?

III. LE PALÉOZOÏQUE SUPERIEUR ET LE CÉNOZOÏQUE

Le Permien

Introduction et historique

La région étudiée est favorisée pour l'étude du Permien, non par la richesse des affleurements, car le Permien y est généralement couvert de dépôts plus récents, mais par la présence de nombreuses vallées façonnées par les glaciers de cette période. Elle nous révèle un paysage fossile.

En observant ces phénomènes, dont certains se trouvent dans la région étudiée, A. R. C. SELWYN, en 1859, reconnaît des glaciations en Australie méridionale. Il découvrit le fond glaciaire strié, recouvert de moraine, dans l'Inman Valley (fig. 6),



Fig. 6. Selwyn's Rock: fond glaciaire strié par les glaciers permien, visible dans la rivière Inman